Földtani Közlöny

136/1 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2006

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 136/1

Budapest
ISSN 0015-542X

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 136/1 1–24. (2006) Budapest

Diagenezis-történeti vizsgálatok a bakonyi felső-kréta dinoszaurusz lelőhely csontanyagán

Preliminary data on the diagenesis of Cretaceous Dinosaur bones from the Bakony Mts, Hungary

TUBA Györgyi[1] – KISS Péter[1] – PÓSFAI Mihály[2] – MINDSZENTY Andrea[1]

(10 ábra, 3 tábla, 1 táblázat)

Tárgyszavak: dinoszaurusz csontok, diagenezis, csontapatit, kréta, Magyarország
Keywords: Dinosaur bones, diagenesis, bone-apatite, Cretaceous, Hungary

Abstract

A mineralogical and geochemical study of Late Cretaceous Dinosaur bones (femur and rib fragments) from the alluvial Csehbánya Formation (Iharkút, Hungary) revealed that, notwithstanding their age, recrystallization of bone apatite in the studied specimens was very slight. The original bone-structure is almost perfectly preserved. The apatite phase of the studied bones consists essentially of very fine-grained hydroxil apatite with only traces of F; however, there are also detectable amounts of U. The size-distribution of the apatite crystallites is bimodal: there are isometric crystals 10–40 nm in width and length and larger, oblong-shaped crystals up to 300 nm in length. Their orange colouring comes from the presence of 1.17% bone-organic matter (altered collagene?). Early diagenetic pyrite filling the *Haversian channels,* and the tiny little *lacunae* in between the osteons, shows that mineralization in an S-rich environment must be postulated for the early stages of diagenesis. The last cement phase is sparry calcite, filling all the remaining porosity.

To understand the reasons for the extraordinarily slight diagenetic change, the vitrinite reflectivity of finely-dispersed organic matter from the enclosing alluvial sediments was also measured. This gave a maximum burial depth of 600 to 900 m, equivalent to temperatures of approximately 80 to 90 degrees Celsius or less for the Dinosaur-bearing beds.

Our observations raised two important questions:

(1) What was the reason for the observed intensity of pyritization in this supposedly fresh-water alluvial environment? (Was it perhaps due to a flat extensive delta-plain of a low-gradient river, where marine pore-water incursions could already have been present during early diagenesis?)

(2) What was the reason for the apparent "freeze in" of the recrystallization process of the bone-apatite? This resulted in the unusually small crystal-size and in the obviously very slight chemical alteration of the apatite crystallites as compared to other fossil dinosaur bones. (Was it because of the anomalous burial and/or thermal history of the Mesozoic Iharkút block, or rather the efficient sealing of the bones from the continued circulation of diagenetic fluids, either by the enclosing fine-grained overbank sediments or by early cementation?)

Összefoglalás

Az iharkúti dinoszaurusz lelőhelyről gyűjtött borda- és femurtöredékek ásványtani és geokémiai vizsgálata azt a meglepő eredményt hozta, hogy a csontok minimális diagenetikus átkistályosodást szenvedtek: a csontapatit nanométer méretű krisztallitjait csak nagyfelbontású transzmissziós elektronmikroszkóppal lehetett azonosítani és hidroxilapatit összetételük is ellentétben áll a fosszilis csontok többségének általában fluorapatitos összetételével. Némiképp ellentmond ennek és egyelőre

[1] ELTE, Természettudományi Kar, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, gyorgyi.tuba@geology.elte.hu, peter.kiss@geology.elte.hu, andrea@iris.geobio.elte.hu

[2] Veszprémi Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Pf. 158., posfaim@almos.vein.hu

nem magyarázható kielégítően a gamma spektrométerrel jól kimérhető U-tartalom. A csontanyagban ma is 1,17%, feltehetően kollagén eredetű szervesanyag van. A Havers-csatornákat és a csontsejtek közötti apró lacunális üregeket korai diagenetikus pirit, a maradék pórusteret pedig pátos kalcit tölti ki.

Az anomálisan gyenge diagenetikus elváltozás okait felderítendő vitrinitreflexiós mérések történtek a bezáró ártéri üledék (Csehbányai Formáció) finom detritális szerves anyagán. Ennek alapján a többi környékbeli kréta formációhoz képest kisebb, maximum 600–900 m eltemetődési mélységet és ennek megfelelően, a diagenezis során kb. 80–90 °C maximum hőmérsékletet lehetett valószínűsíteni.

Megfigyeléseink az alábbi fontos és a jövőben eldöntendő kérdéseket vetik fel:

(1) Mi lehet az oka az észlelt rendkívül intenzív és az alluviális környezetben szokatlan, korai pirit-cementációnak? Lehetséges, hogy az „alluviális" környezet, tulajdonképpen már egy, kis gradiensű folyó nagyon lapos deltasíkságának része volt, amelyen ismételten lehetőség nyílhatott brakk vagy éppen tengeri összetételű pórusvizekkel való kölcsönhatásra?

(2) Mi lehetett az oka annak, hogy a csontapatit diagenezise, ahelyett, hogy – mint más lelőhelyeken –, elvezetett volna a csontok teljes átkristályosodásához, itt egy viszonylag korai stádiumban látszólag „megrekedt"? Lehet, hogy az iharkúti rög anomális eltemetődés- ill. hőtörténete okozta ezt? Vagy a diagenetikus oldatokkal való kölcsönhatást gátolta a korai cementáció, vagy esetleg a finomszemcsés üledékekben bővelkedő bezáró összlet gyengébb vízvezetőképessége?

Bevezetés

Az Északi-Bakonyban 2000-ben új, gerinces fosszíliákat tartalmazó lelőhelyre bukkantak, ahonnan hal-, kétéltű-, teknős-, krokodil- és gyíkmaradványok mellett az első magyarországi dinoszaurusz leletek is előkerültek (Ősi et al.2003). Az egyedülálló, nagy mennyiségű leletanyag kiváló megtartású, a csontok felhalmozódását és jó megtartását a különösen kedvező megőrződési körülmények tették lehetővé. A leletes réteget tartalmazó Csehbányai Formáció diagenezistörténetének megismeréséhez a csontokat bezáró üledék és a csontok vizsgálata hasznos adalékokkal szolgálhat.

Hazánkban fosszilis csontok – elsősorban ásványtani szempontból vizsgált – diagenetikus változásaival eddig nem foglalkoztak. Külföldön a témának kiterjedt szakirodalma van, a csontanyagban és -szerkezetben bekövetkezett változásokat több szempontból kutatják: a szervesanyag bomlásának lefolyását és hatásait a közvetlen környezetére (Pfretzschner 1998, 2000a, 2000b), a csontapatit szerkezeti változásait (Sillen & Parkington 1996, Zocco & Schwartz 1994, Brophy & Nash 1968, Berna et al. 2004), stabilizotóp arányok változását (Person et al. 1996, Kolodny et al. 1996, Iacumin et al. 1996) vagy a nyomelemek, köztük főleg az urán koncentrációjának változását (Hedges & Millard 1995, Millard & Hedges 1995, Hubert et al. 1996, Samoilov & Benjamini 1996, Denys et al. 1996, Samoilov et al. 2001) és sok más részfolyamatot vizsgálnak. Bár a műszeres mérések és kísérletek által egyre több és újabb eredmény születik az egyes „lépcsők" pontosabb leírásának érdekében, a teljes diagenezis lefolyásának mechanizmusa a mai napig nem tisztázott teljes egészében. Munkánk során megpróbáljuk rekonstruálni, hogy milyen folyamatokon ment keresztül a bakonyi csontanyag az eltemetődéstől a bezáró réteg feltárásáig.

Földtani háttér

A Dunántúli-középhegység senon képződményei hosszú szárazulati időszakot követő transzgresszió során rakódtak le. A szárazulati időszak eredményeként létrejött domborzat alapvetően meghatározta, hogy a transzgressziós sorozat bázisán hol, milyen képződmények, formációk alakultak ki először.

A dunántúli-középhegységi senon képződmények ősföldrajzi, fejlődéstörténeti elemzését HAAS J. és J. EDELÉNYI E., valamint TARI G. végezte. Munkájuk alapján a térség fejlődéstörténete az általunk vizsgált időszakra (santoni) kihegyezve a következő lehetett (HAAS & EDELÉNYI 1977, JOCHA-EDELÉNYI 1988, 1993, TARI 1994):

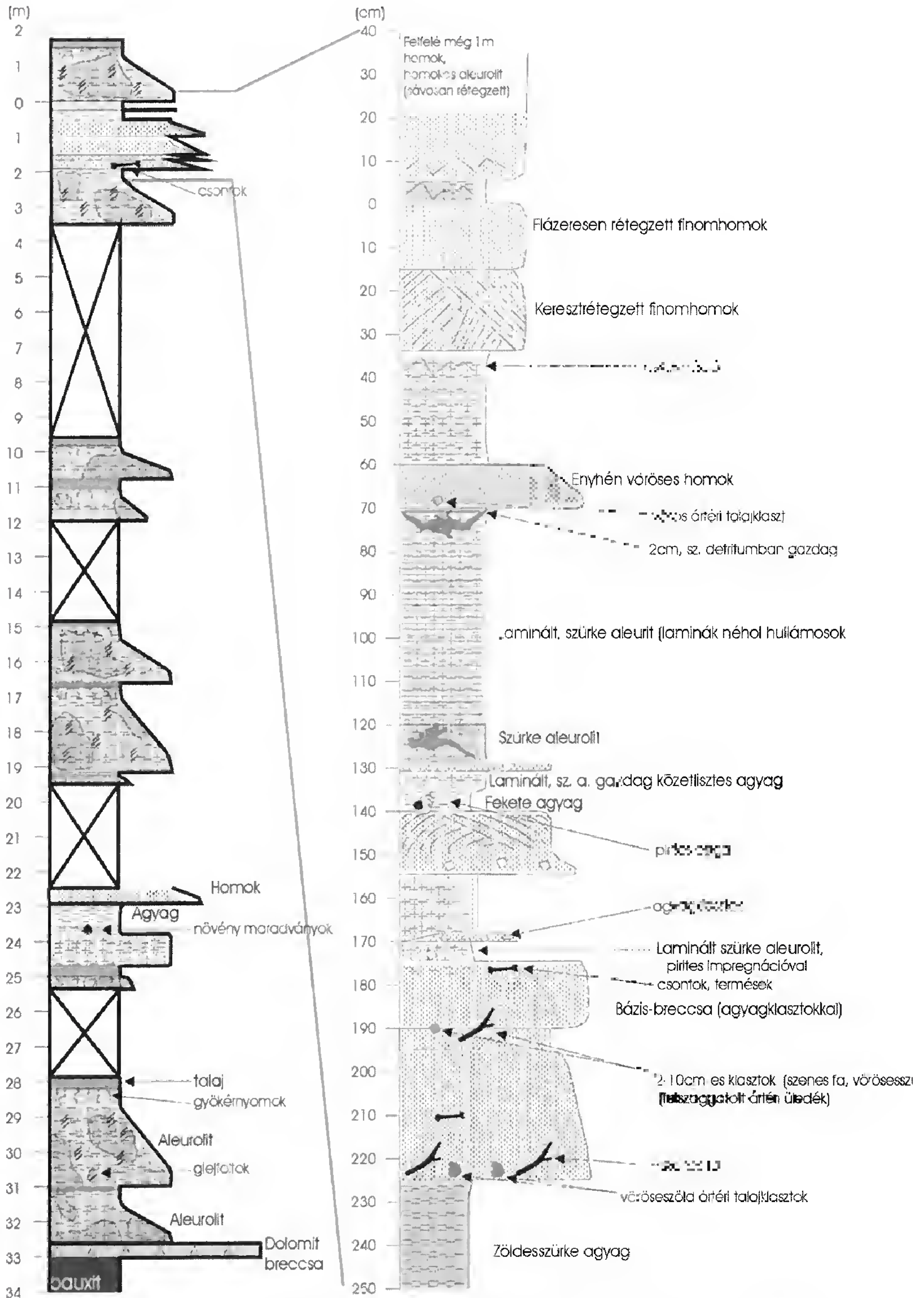
A kréta időszak történéseit a Dunántúli-középhegységben az eoalpi szerkezetalakulás határozta meg. Ennek során az albaiban majd a késő-kréta elején a korábbi sekélytengeri üledékképződési területek kiemelkedtek. A szárazra kerülés következtében intenzív lepusztulás kezdődött. Az erózió eredményeként felszínre került mezozoos karbonátos összleten intenzív karsztosodás indult meg. A felső-triász képződmények karsztos felszínének üledékcsapdáiban a késő-kréta során felhalmozódott mállástermékekből jött létre a Halimbai és a Nagytárkányi Bauxit Formációk anyaga (MINDSZENTY et al 2001).

A „bauxittakaró" ásványos összetételének tanúsága szerint (MINDSZENTY et al 1991) a bauxit felhalmozódása idején az üledékképződési területre érdemi mennyiségű durvatörmelékes sziliciklasztos üledék nem jutott be, a terület a szárazföldi felszíni vízfolyások szempontjából vélhetően viszonylagos elszigeteltséget élvezett. A santoni korszakban süllyedésnek indult korábbi karsztot lefedő Csehbányai Formáció azonban már azt jelzi, hogy ekkorra az izoláció megszűnt és a háttérben kiemelkedő területekről lepusztult sziliciklasztos üledéket a folyók egészen idáig tudták szállítani.

A Csehbányai Formáció olyan egykori alluviális, csatornákkal átszelt, paleotalaj szintekben gazdag képződményegyüttes, melynek üledékei nagyon változatosak: uralkodóan finomszemcsés tarka agyag, márga, aleurolit, homokkő alkotja a fő tömegét. A durvatörmelékes frakció alárendelt. Képződési környezetként a szakirodalom uralkodóan ártéri folyóvízi környezetet valószínűsít (HAAS & EDELÉNYI 1977, JOCHA-EDELÉNYI 1988, 1993). Ennek az összletnek a felső részén található a lelőhely (*1. ábra*).

HAAS & EDELÉNYI (1977), illetve JOCHA-EDELÉNYI (1988, 1993) szerint a dunántúli-középhegységi késő-kréta medencék központi részét egy ÉK–DNy-i irányú, 5–8 km széles hát egy É-i és egy D-i részmedencére osztotta. A távolabbról hozott sziliciklasztos üledékeket a folyók az É-i medencében rakták le, míg a D-i részen csupán a közvetlen környezetből areális leöblítés révén származó dolomitliszt, agyag és bauxitos agyag ülepedett le. A santoni végén a transzgresszió előjeleként édesvízi mocsári környezet alakult ki (Ajkai Kőszén Formáció képződésének kezdete). A campani elejére a D-i medence Ny-i része összeköttetésbe került a tengerrel, az édesvízi mocsár fokozatosan sósvízivé vált. Ettől ÉK-re azonban továbbra is kontinentális üledékképződés folyt. A mai ajkai kőszénmedence a terület déli részének süllyedékében létrejött egykori édesvízi mocsárvilág tanúja.

A kora-campani végére mindkét medencerészt elérte a tenger. A csökkentsós vizű medencéből csak az egykori karsztos hátak gerincei emelkedtek ki, a sekély parti részeket és a zárt öblöket mangrove típusú mocsár uralhatta, a mélyebb részeken



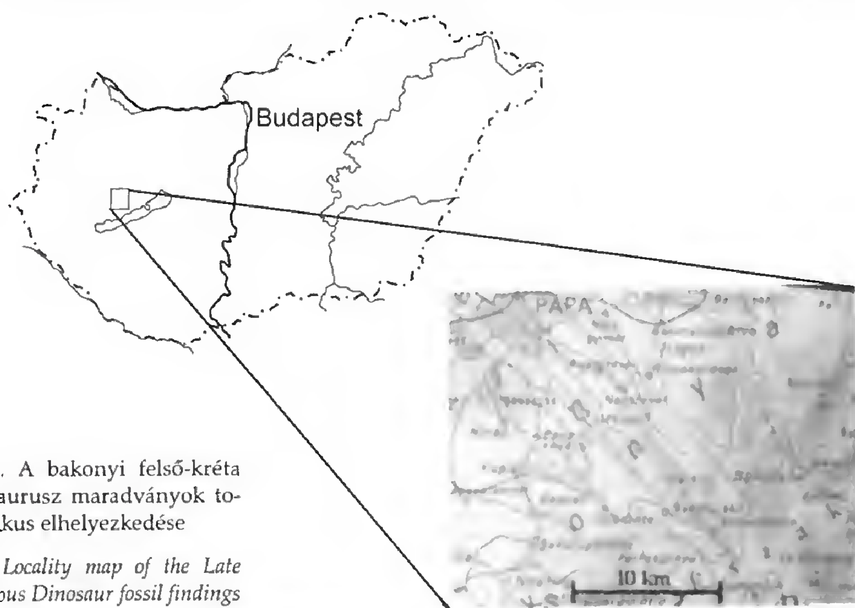
1. ábra. A csontokat tartalmazó réteg helyzete a Csehbányai Formációban (A szerzők által felvett „szintetikus" szelvény; a fehérrel jelölt, áthúzott rétegekről nincs adatunk.)

Fig. 1 Location of the bone-bearing layer within the Csehbánya Formation

sekélyszublitorális üledékképződés zajlott (Csingervölgyi Tagozat). A sótartalom a kora- és késő-campani határára normalizálódott, ekkor kezdett kialakulni a rudistás zátonykörnyezet.

A lelőhely

A leletek a németbányai bauxitelőfordulás területén működő bauxit külfejtés által feltárt Csehbányai Formációból kerültek elő, melynek feltárt vastagsága a területen (*2. ábra*) 50 m körüli. A külfejtésben megtalálható sorozatban uralkodó szerep jut az ártéri üledékeknek, melyeket – többségében hidromorf – paleotalajok, valamint



2. ábra. A bakonyi felső-kréta dinoszaurusz maradványok topografikus elhelyezkedése

Fig. 2 Locality map of the Late Cretaceous Dinosaur fossil findings



3. ábra. Csatornabevágódás a lelőhelynél

Fig. 3 Channel cutting into fine overbank sediments of the Csehbánya Formation

felfelé egyre gyakoribb homokleplek, illetve homokos mederbevágódások (*3. ábra*) tagolnak. Mint az az *1. ábrán* is látható, a formáción belül két rétegből kerültek elő csontok (Ősi et al. 2003):

1. Kavicsos-agyagklasztos homokkőréteg, melyből lencsékben dúsuló, egymáshoz nem kapcsolódó csontok és fogak kerültek elő. A réteg egy felfelé finomodó összlet bazális tagját képviseli, amely alluviális környezetben finomszemcsés, ártéri üledékbe vágódó csatornában rakódott le. Ilyen csatornaszerű szerkezeteket a bánya által feltárt területen több szintben is találhatunk. Némelyikük vastagabb és nagyobb csontokat tartalmaz, jelezve, hogy ott a közeg szállító energiája meglehetősen nagy volt.

2. Szürkésbarna homokos aleurolit, amely részleges csontvázakat tartalmazott. Ez a környezet értelemszerűen kisebb közegenergiáról tanúskodik (ártéri üledék).

A csontok megjelenése és megtartási állapotuk

A területen néhány cm-es töredékektől a 15–20 cm-es darabokig minden mérettartományban előfordulnak csontok (*4. ábra*). Uralkodóan jó megtartásúak, egészen vékony és hosszú darabok is épen kerültek elő a bezáró üledékből. Bár egyes törött bordarészek alapján valószínűsíthető, hogy az egykori üledékfelszínen heverő csontokat a területen átvonuló csordák összetaposhatták, az ilyen sérülések mértéke azonban nem számottevő.



4. ábra. Nodosauridae femur a lelőhelyről

Fig. 4 Nodosauridae femur collected at the Iharkút locality

A csontok fekete színűek; a szélektől a csont közepe felé világosodik az árnyalat.

Makroszkóposan is jól látható, hogy a csontszerkezet jól megőrződött: az üregek pirittel és karbonáttal vannak kitöltve, illetve a megrepedezett, összetört csontok üregeibe a repedések/törések mentén gyakran az üledék is benyomult. Akár a csontokat, akár az üledékben szintén bőséggel előforduló növényi (főleg fa-) maradványokat kísérő ásványosodást nézzük, az édesvízi alluviális környezetben várhatóhoz képest a pirit mennyisége feltűnően nagy.

A csontfosszilizáció általános folyamata

Az élő csontszövet fosszilis csontszövetté alakulásának folyamata a mai napig nem teljességében tisztázott probléma. Alapvetően azonban arról van szó, hogy az élő csont apatitja, ami tulajdonképpen karbonát-hidroxilapatit, (nevezzük ezentúl bioapatitnak) karbonát-fluorapatittá alakul (Brophy & Nash 1968, Person et al.1996, Hubert et al. 1996, Zocco & Schwartz 1994, Kolodny et al. 1996, Pfretzschner 1998, Berna et al. 2004).

Az apatit vonatkozásában a diagenezis során a csont szerkezeti átalakulásának főbb lépései nagy vonalakban a következők:

1. Betemetődés után a szerves anyag bomlani kezd – ez nem szükségszerűen azonnal kezdődik, egyes esetekben több ezer év is eltelik, míg a kollagén degradálódása megindul. Ezért a régészeti csontleletek általában tartalmaznak szerves anyagot, sőt nem ritka eset, hogy fosszilis csontokban is megmarad valamilyen formában (SEMAL & ORBAN 1995, HUBERT et al. 1996, SCHWEITZER et al. 1997, EVERSHED et al. 1995, GRUPE 1995, CHILD 1995).

2. Közben és utána, ha a bioapatit struktúra elemei között elegendő tér szabadul fel, elkezdődik az oldódás és az apró karbonát-hidroxilapatit kristályokon, mint nukleációs felszíneken megindul a karbonát-fluorapatit kiválása. Ez mindaddig nem megy végbe, amíg a szervesanyag (kollagén), amely a bioapatit kristályok körüli „hártyát" alkotja, el nem bomlik, addig ugyanis a bioapatit védve van a különböző oldatoktól, és a növekedéshez sincs elég tere. Ha azonban lehetőség nyílik az oldatokkal való kölcsönhatásra, akkor az eredeti csontszövet nagy része oldódni kezd, majd fluorapatitként *in situ* módon újrakristályosodik. Egy szerves anyagban gazdag, „friss" csontban az (átlagosan) 20–50 nm széles és 100 nm hosszú (WEINER & TRAUB 1992, ZOCCO & SCHWARTZ 1994, HUBERT et al. 1996, WOPENKA & PASTERIS in press) léces apatit kristályok c-tengelye párhuzamos a kollagén szálakkal, és ez az orientáció az *in situ* kristályosodás során sem változik számottevően. Ebből következik, hogy az átkristályosodás szövettartó, az eredeti csontszövet mintegy konzerválódik, felismerhető marad.

Az élő csontszövetben jelenlévő bioapatit kristályrácsa szerkezeti hibákat tartalmaz (CHILD 1995, PFRETZSCHNER 1998), így képes állandó kölcsönhatásban állni a csontban lévő intersticiális folyadékokkal: a köztük lévő dinamikus egyensúly a felelős az élő csont kémiai és szalinitási egyensúlyának fennmaradásáért. Az ok, amiért a diagenetikus apatit fluortartalma meghatározó a többi pótanionnal szemben (pl. Cl^-) az, hogy a rendelkezésre álló oldatból (talajvíz, *in situ* oldat) a karbonát-fluorapatit a fluor beépítését részesíti előnyben a szerkezetében, mert ez a szerkezetet erősíti és az oldhatóságot csökkenti (LEGEROS & LEGEROS 1984, BERNA et al. 2004).

3. A karbonát-fluorapatit a bioapatit kristálycsírákon növekedni kezd, és a csont eredetileg apró, rosszul kristályosodott, többnyire egyenletes nagyságú, kissé hosszúkás alakú, nem sztöchiometrikus kristályokból álló szerkezete sztöchiometrikus, jól kristályos karbonát-fluorapatitból álló szerkezetté alakul, amelyben az új, zömök, táblás kristályok mérete általában többszöröse az eredeti kristályokénak [ZOCCO & SCHWARTZ (1994) szerint 50–400 nm]. Így tehát a rendszer kristályossági foka nő, és mivel az új kristályok orientációja közel azonos az eredeti bioapatit kristályok orientációjával, a Havers-rendszerek[1] elemeinek lefutása pszeudomorfóza szerűen megőrződik. Növekedés közben az apatit a vele kölcsönhatásba lépő talajvízből nyomnyi mennyiségben olyan elemeket építhet a szerkezetébe, mint ritkaföldfémek, Y, Pb, Ba, Sr, Th, U – természetesen akkor, ha ezek az elemek a talajvízben jelen vannak (HEDGES & MILLARD 1995, MILLARD & HEDGES 1995, HUBERT et al. 1996, SAMOILOV & BENJAMINI 1996, DENYS et al. 1996, SAMOILOV et al. 2001, PFRETZSCHNER 2004). [Megjegyezzük, hogy radioaktív elemek beépülésére az állat életében is megvan a lehetőség: radioaktív elemeket tartalmazó víz vagy táplálék fogyasztása esetén a radioaktív elemek a csontba, kiemelten annak felületi rétegébe épülhetnek be. (BARADÁCS et al. 2002)]

Az ismertetett modell természetesen erősen sarkított, hiszen csak az apatit szempontjából vizsgálja a rendszert, és nem veszi figyelembe az egyéb folyamatokat, pl. a korai diagenetikus ásványkiválásokat.

Az iharkúti csontanyag vizsgálata során alkalmazott módszerek

A vékonycsiszolatos vizsgálatokhoz főként bordából, kisebb arányban femurból készült csiszolatokat használtunk fel, a metszetek a csontok hossztengelyével párhuzamos, illetve azokra merőleges orientációjúak voltak. Ezeket polarizációs mikroszkóppal vizsgáltuk, illetve a karbonátfázis tulajdonságainak megfigyelésére az ELTE TTK Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszékén található MAAS Nuclide ELM3 típusú luminoszkópot alkalmaztuk.

A csontokból készített átlagmintát, illetve a csontok felületéről lekapart mintát röntgenpordiffrakciós vizsgálatnak vetettük alá. A röntgenpordiffrakciós felvételek az ELTE TTK Ásványtani Tanszékének Siemens D5000 típusú diffraktométerén készültek (Bragg-Bretano geometria, theta-theta sugármenet, másodlagos grafit monokromátor, CuKα ë=0,154178 nm). Az eredmények további finomítása érdekében az optikai vizsgálatokhoz elkészített csiszolatokon pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat is végeztünk az ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszékének Amray 1830I pásztázó elektronmikroszkópjával (az elemző Gálné Dr. Solymos Kamilla volt). Mivel az apatitokról a SEM nem szolgáltatott újabb információt, transzmissziós elektronmikroszkópos felvételek is készültek, az MTA Műszaki Fizikai és Anyagtudományi intézetében levő Philips CM20 transzmissziós elektronmikroszkóppal. A röntgenspektrumok egy, a mikroszkóphoz tartozó, Noran Voyager energiadiszperzív detektorral készültek. A vizsgálathoz a körülményekhez képest kevés piritet tartalmazó csontdarabokat 2–3 mm-es darabokra törtük (a csontszerkezet minél kisebb fokú károsodása érdekében), majd savazás után binokuláris mikroszkóp alatt a maradék pirittől és kalcittól is megtisztítottuk. A TEM-mel kapott eredmények ismeretében megpróbáltuk meghatározni a csontok szervesanyag-tartalmát (a mérést TYURIN (1951) módszere alapján Varga András végezte el az ELTE TTK Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszékének laboratóriumában).

Az üledékben található növényi maradványokon Hámorné Dr. Vidó Mária végzett vitrinit reflexiós méréseket a MÁFI Szerves Kőzettani Laboratóriumában. A vitrinitet az üledék összetörése után az 1–2 mm-es frakcióból dúsítottuk. Ebből, és az üledékben talált nagyobb méretű fadarabokból készített polírozott felületi csiszolatokon végeztük a mérést poláros fénnyel, olajimmerzióban.

A vizsgálatok eredményei

Az optikai, mikroszkópos vizsgálatok részeredményei

Ásványos felépítés

Alapvetően három fázis játszik szerepet a csontok felépítésében (*I tábla*, A):

Apatit: A várakozásoknak megfelelően az eredeti csont szervetlen anyaga adja a rendszer fő tömegét. Vörösesbarna színű, a kristályok formája a piciny méret miatt

nem figyelhető meg vékonycsiszolatban (keresztezett nikolok között halmazpolarizációt mutat).

Pirit: A szokatlanul nagy mennyiségben jelen lévő pirit két habitusban jelenik meg, s ez a két forma két eltérő piritgenerációt jelez. A korábbi kiválás egy nem sajátalakú kristályokból álló bekérgezés a csontszöveten belüli üregek és csatornák fala mentén, amely a teret részben vagy egészben kitölti (ezt a megjelenési formát hívjuk ezentúl pirit-A-nak). A későbbi generáció piritjei (pirit-B) sajátalakúak, méretük a μm-es tartománytól a 0,5–1 mm-es nagyságig változik. Megjelennek a korábbi piritbekérgezésen (vagy ennek hiányában az üreg falán) fenn-nőve, illetve az üreg belsejében elszórva, olykor kristálycsoportokat alkotva.

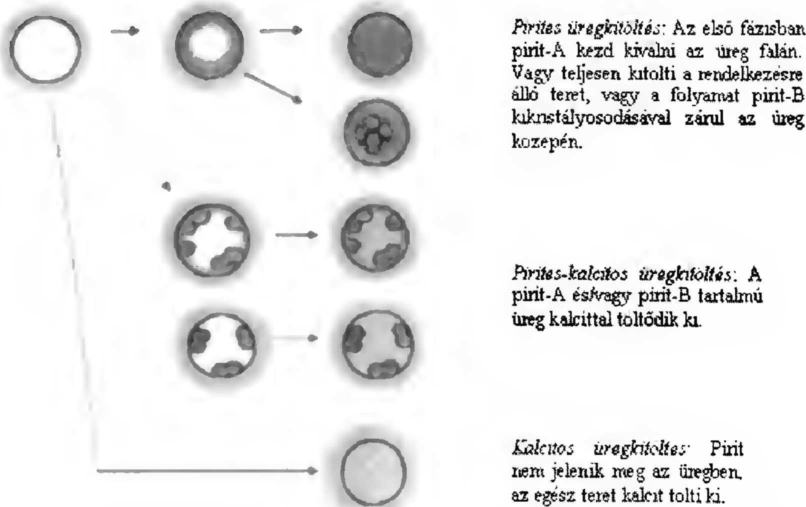
Kalcit: Önállóan és pirit társaságában egyaránt előfordul a csontszövet üregeiben, de mindig az üreg központi részét foglalja el. A luminoszkópos vizsgálatok tanúsága szerint egy generációról van szó.

Kristályosodási sorrend

A cementfázisok jelenléte illetve egymáshoz való viszonya alapján az üregek nem homogének, az „egyedi" paragenezisek alapján csoportok állíthatók fel (*5. ábra*). Alapvetően így háromfajta üregkitöltést különböztettünk meg:

1. „Pirites": Vagy teljesen pirit-A tölti ki az üreget, vagy az üreg belsejében sajátalakú (pirit-B), falán pedig nem sajátalakú pirit van.
2. „Pirites-kalcitos": Az üreg szélén pirit-A és/vagy pirit-B van (utóbbi nem feltétlenül kapcsolódik az üreg falához), a maradék teret kalcit tölti ki.
3. „Kalcitos": Az egész teret kalcit tölti ki.

A pirit-B és a karbonát egymáshoz viszonyított helyzete változó, mivel előbbi előfordul a kalcitban diszperzen elszórva és a pirit-A kérgen fenn-nőve is. Így



5. ábra. A csontok csatornáiban/üregeiben megjelenő cementfázisok lehetséges kiválási sorrendje

Fig. 5 Tentative paragenetic order of the cementing mineral phases identified in channels and cavities of the studied bones

csupán a szöveti képből nem állapítható meg egyértelműen, hogy a karbonát volt-e a korábbi kiválású fázis, vagy a pirit-B, de a karbonát alacsony lumineszcens intenzitása (és a későbbi mikroszondás mérések eredménye) arra utalnak, hogy a kalcit vasat tartalmaz, tehát mindenképpen később kristályosodott ki, mint a piritek. (Ha ugyanis egy szerves anyag tartalmú rendszerben van vas és kén is rendelkezésre áll valamilyen formában, akkor a vas minden esetben piritként válik ki, nem építheti magába karbonát. Vastartalmú kalcit tehát csak a kénutánpótlás megszűnte után kristályosodhat.) Ezek alapján valószínűsíthető, hogy a kristályosodás sorrendje: pirit-A → pirit-B → kalcit volt.

A csontszövet

Bordák esetében a keresztmetszeti csiszolatokban jól felismerhető a kéregállományt felépítő Havers-rendszerek megőrződése (*I tábla, B*). A csatornaüregek a hozzájuk kapcsolódó szerves anyag elbomlása miatt nagyobbak, mint egy élő csontszövetben (Sass M. szóbeli közlése), de az üregek fala éles, határozott határfelületként jelenik meg az apatit és bármely üregkitöltő fázis között, fizikai-kémiai változásnak (pl. oldódás) semmi nyoma sincs. A kisebb szerkezeti elemek közül a lacunák megőrződtek, felismerhető a Havers-csatornák körüli koncentrikus elhelyezkedésük. Ezeket az apró üregeket pirit tölti ki.

Csöves csontoknál (pl. *Nodosauridae* femur) a kéregállomány mellett felismerhető az egykori szivacsos csontrészt alkotó gerendaszerkezet maradványa. A szerves anyag (velő) elbomlása miatt tartásukat vesztett szerkezeti elemek egyes darabjai fragmentumokként szerepelnek a csontokban, többségük helyét azonban utólagos kitöltésként kőzetlisztből-finomhomokból álló, karbonát által cementált üledék vette át.

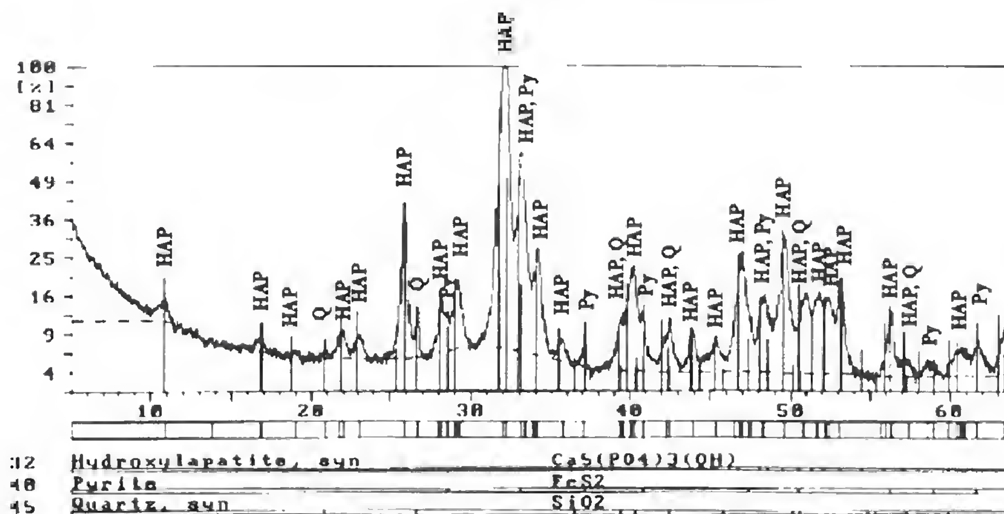
A nagyműszeres vizsgálatok eredményei

Röntgenpordiffrakció

Az elemzés a két cementfázis (pirit és kalcit) mellett kvarcot is kimutatott, ez valószínűleg üledékes eredetű, mivel sem makroszkóposan, sem vékonycsiszolatban a csontban nem láttunk kristályos kvarcot, csak néhány esetben figyelhettünk meg, apró detritális kvarcszemcséket a csont csatornáit részben kitöltő üledékben.

A különböző apatitfajták elkülönítése röntgenpordiffrakcióval meglehetősen körülményes, mivel egyes apatitok 100-as intenzitású és egyéb szignifikáns csúcsai nagyon közel esnek egymáshoz. A 100-as intenzitású (300)-ás reflexió karbonát-fluorapatitnál d=2,692 Å, karbonát-hidroxilapatitnál d=2,717 Å, viszont az általunk vizsgált minták röntgenpordiffrakciós adatsoraiban a 100-as intenzitású csúcs d=2,685 és d=2,706 Å között változik. Tovább nehezíti a meghatározást az a tény, hogy a mintánkban bőséggel előforduló pirit (200)-as reflexiója 85%-os intenzitású csúcsként jelentkezik d=2,70 Å-nél. Esetünkben tehát, mikor az a kérdés, hogy a csont anyaga karbonát-fluorapatit vagy karbonát-hidroxilapatit, nem kezelhetők kellő biztonsággal az apatitra vonatkozó röntgenpordiffrakciós eredmények.

Lassított felvételes XRD-vel a sztöchiometrikus, jól kristályosodott karbonát-fluorapatit kimutatható (Hubert et al. 1996), ezért ezzel az eljárással is elemeztünk mintát. A lassított felvételen ennek eredményeként hangsúlyosabbá vált diffúz



6. *ábra*. Röntgenpordiffraktogram: főleg apatit (HAP), kevés pirit (Py) és kvarc (Q)

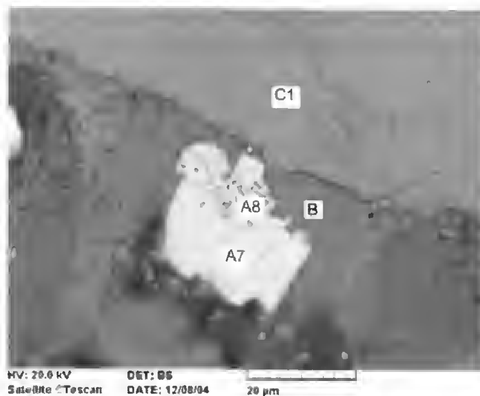
Fig. 6 XPD : Mostly apatite (HAP) with less pyrite (Py) and quartz (Q)

csúcs (d=2,70 Å-nél) a várt jól kristályos karbonát-fluorapatit jelenléte helyett azt jelezte, hogy az apatit kristályok a csontanyagban nagyon kicsik és/vagy nem sztöchiometrikus összetételűek – az apatit csúcsai a kis szemcseméret miatt meglehetősen szélesek és mind a hidroxil-, mind a karbonátapatit csúcsaihoz képest kissé eltolódtak (*6. ábra*). Ez az eredmény előre vetítette, hogy a diagenezis valami miatt esetleg „nem fejeződött be".

SEM

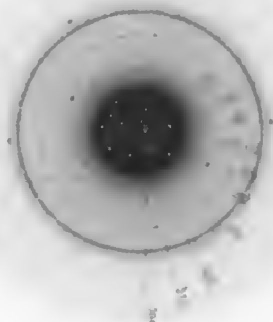
Annak reményében végeztünk pásztázó elektonmikroszkópos vizsgálatot, hogy esetleg megfigyeljünk olyan szöveti/szerkezeti elemeket, amelyek egyszerű vékonycsiszolatos vizsgálattal nem tanulmányozhatóak. Különösen az apatit kristályok méretére és elhelyezkedésére voltunk kíváncsiak, kiderült azonban, hogy ezek a SEM felbontási tartománya alá esnek, így nem láthatók (*7. ábra*).

Félkvantitatív mikroszondás mérések azt mutatták, hogy a karbonátfázisnak átlagosan 1% körüli Fe- és 0,5% körüli Mn-tartalma van – ez megmagyarázza gyenge lumineszcens intenzitását, valamint megerősíti, hogy az utolsó kiválási fázis volt a kalcit.



7. *ábra*. Tömeges apatitban (C1) megjelenő pirites (A7, A8), kalcitos (B) üregkitöltés, középen framboidos piritkristályokkal (A8)

Fig. 7. Pyritic (A7, A8) and calcitic (B) pore-space filling in massive apatite (C1), with framboidal pyrite (A8) in the center

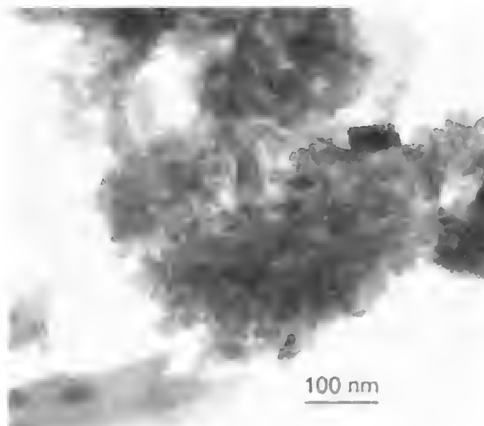


8. ábra. Kristályhalmazról készült elektrondiffrakciós felvétel. A gyűrűk a kristályok rendezetlen orientációja és kis mérete miatt jelennek meg, az egyedi reflexiók valamelyik nagyobb kristályról szóródtak. A gyűrűk az apatit szerkezetnek megfelelően indexelhetők.

Fig. 8 Electron diffraction pattern of a finely crystalline apatite-aggregate. Rings result from the small size and the random orientation of the crystallites. Individual reflections were diffracted from one of the few larger crystals. The indices of the rings are consistent with the apatite structure

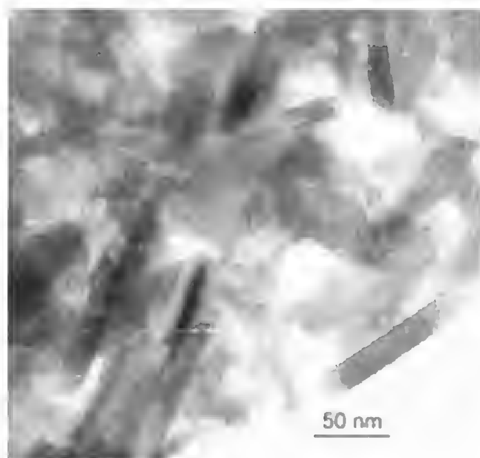
TEM

A szeparált minta diffrakciós felvételén (*8. ábra*) valamennyi gyűrű indexelhető a hidroxilapatit elemi cellája alapján. A gyűrűk megjelenését az okozza, hogy a felvétel egy nagyobb kristályhalmazról készült, amelyben rendezetlen orientációban vannak az egyes kristályok. Mivel az egyedi kristályok tömött halmazokat alkotnak, a kristályok méretét nehéz pontosan mérni. A TEM felvételeken azonban szemmel láthatóan kétféle kristály azonosítható: vannak apró, néhány nm-től legfeljebb 40 nm-ig terjedő méretű, izometrikus szemcsék (*9. ábra*), és léces termetű, 100 nm-nél hosszabb kristályok (*10. ábra*). A kisebb, izometrikus szemcsék mérete megegyezik a nem fosszilis csontok apatitkristályainak méretével (ELLIOTT 2002), míg a nagyobbak enyhe méretnövekedést mutatnak. Ilyen bimodális eloszlás – bár nagyobb kristályméretekkel – jellemző a fosszilis csontokra. ZOCCO & SCHWARTZ (1994) szerint a nagyobb kristályok a repedések és törések mentén alakulnak



9. ábra. Apatit kristályhalmazok TEM felvétele. A középső csomóban többnyire apró (~10 nm-es) kristályok találhatók, a kép alján jóval nagyobb, léces termetű szemcsék.

Fig. 9 TEM photograph of apatite aggregates. The central patch consists of small (~10nm) crystallites, the elongate laths at the bottom are considerably larger



10. ábra. Megnyúlt apatit kristályok.

Fig. 10 Elongate apatite crystals

ki, ahol az oldatok jobban hozzáfértek a csontok belsejéhez, így tehát nagyobb fokú volt a kristályok elváltozása.

Az apatit nanokristályok viszonylag nagyméretű aggregátumokat alkotnak, melyekben a megnyúlt kristályok olykor rendezettek, egymással többé-kevésbé párhuzamosak. Ez a kitüntetett orientáció lehet annak a következménye, hogy a preparálás során a szemcsék így tapadtak össze, amikor az alkoholos diszperzióból a preparáló hártyára kerültek. A többi vizsgálat eredményével összevetve azonban az sem kizárt, hogy ez az elrendezés az eredeti, kollagén szálakkal párhuzamos hosszirányú orientációt tükrözi, főleg, mivel a kristályok mérete és habitusa megfelel annak, amit a szakirodalom (ZOCCO & SCHWARTZ 1994, HUBERT et al. 1996) a nem fosszilis csontokról ír.

A TEM-ben végzett EDS elemzések eredményeit az *1. táblázat* tartalmazza. Az EDS spektrumokat a vékonyréteg analízis módszerével értékeltük. Eszerint $C_A/C_B = k_{A,B}(I_A/I_B)$, ahol C_A és C_B az A és B elem koncentrációi, I_A és I_B a két elemre vonatkozó, integrált beütésszám, $k_{A,B}$ pedig az úgynevezett k-faktor (vékonyréteg arányossági tényező). A k-faktorok empirikus értékek, amelyek a legpontosabban standard minta elemzésével határozhatók meg. Az EDS műszerhez tartozó gyári szoftver is tartalmaz k-faktor sorozatot, és az apatitkristályok összetételét ezek alapján számítottuk (k_O = 3,2, k_{Si} = 0,85, k_P = 1,06, k_{Ca} = 0,87, k_{Fe} = 1,06). Mivel az oxigénre bármely apatit összetételéhez képest szisztematikusan nagy értékeket kaptunk, a k_O = 2,9 értéket használtuk.

A kapott eredmények több ok miatt is legfeljebb félkvantitatívnak tekinthetők. A könnyű elemek (mint az oxigén) esetében a gerjesztett röntgensugár mintán belüli abszorpciója jelentős; ennek korrekcióját a k-faktor tartalmazza. Mivel azonban az abszorpció mértéke függ a kristályszerkezettől, orientációtól, vastagságtól, az „általános" k-faktorok nem minden esetben használhatók, és így a szoftver által

1. táblázat. Apatit kristályhalmazok összetétele félkvantitatív TEM/EDS elemzések alapján
Table 1 Chemical composition of the studied apatite aggregates (TEM/EDS analysis results)

Elemzés száma	O atom%	Si atom%	P atom%	Ca atom%	Fe atom%
1	61,1	1,9	13,3	23,1	0,6
2	63,6	2,0	12,7	21,1	0,5
3	61,8	1,6	12,4	23,4	0,8
4	65,7	1,2	12,9	19,7	0,5
5	61,9	0,6	14,6	22,4	0,4
Hidroxilapatit, $Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$	61,9	-	14,3	23,8	-
Fluorapatit, $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$	57,1	-	14,3	23,8	-
Karbonátapatit, $Ca_{10}(PO_4)_6CO_3$	61,4	-	13,6	22,7	-

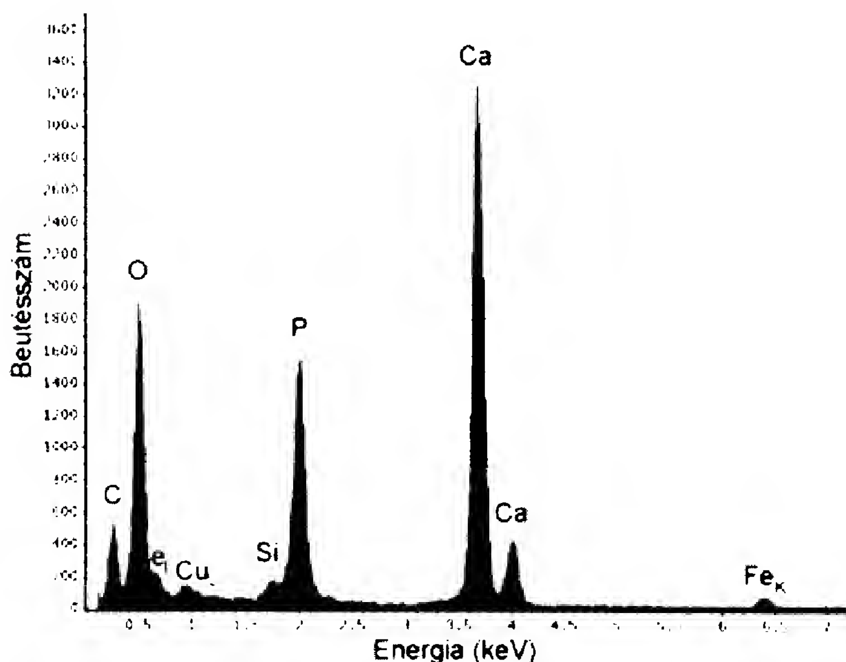
A táblázat utolsó három sorában összehasonlításképpen a sztöchiometrikus hidroxilapatit, fluorapatit és karbonátapatit összetételét is megadtuk. Mivel a hidrogén nem jelenik meg a spektrumban, a hidroxilapatitra megadott értékek hidrogén nélkül értendők. A fluorapatit a felsorolt elemeken kívül 4,8 atom% fluort, a karbonátapatit 2,3 atom% szenet is tartalmaz.

For comparison also the stochiometric formulae of hydroxil-apatite, fluor-apatite and carbonate-apatite are shown. Note, that H is not included in the formula of hydroxil-apatite (because hydrogen is not shown on the spectrum). In addition to the elelments indicated, fluor-apatite contains also 4.8 atomic percent of fluor and carbonat-apatite contains 2.3 atomic percent of carbonium.

megadott k_O némileg önkényes módosítása indokoltnak tekinthető. További bizonytalanságot okoz a mintahordozó hártya esetleges gerjesztése. Bár olyan kristályhalmazokat elemeztünk, amelyek a csipkés hordozóhártya lyukai felett helyezkedtek el, teljes mértékben nem zárható ki a hártyában lévő elemek hozzájárulása a spektrumhoz. Az alkalmazott Formvar-hártya főleg szenet és kis mennyiségű oxigént és szilíciumot tartalmaz. A *9. ábrán* bemutatott spektrumban valószínűleg a Formvar-hártyából származik a széncsúcs, és nem kizárt a hártya minimális mértékű hozzájárulása az oxigén- és szilíciumcsúcshoz. Mindezek figyelembe vételével az 1. táblázatban megadott adatok becsült pontossága az oxigénre kb. ±5, kalciumra és foszforra ±2, szilíciumra ±0,5, és a vasra ±0,2 atom%.

Az *1. táblázat* adatai alapján a minta a hidroxilapatit összetételéhez áll legközelebb, de tartalmaz kevés vasat és szilíciumot is (*11. ábra*). (Piritmentes kristályhalmazokat elemeztünk, tehát a vas az apatitban van.) Mivel a vas L-csúcsa átfed a fluor K-csúcsával, a vas jelenlétében a fluor nem elemezhető; az *1. táblázat* alapján azonban nem valószínű, hogy mérhető mennyiségű fluor lenne a mintában. A fent részletezett okok miatt nem tudjuk eldönteni, hogy az apatit kristályok tartalmaznak-e szenet, ezért a CO_3^{2-} anion jelenléte sem zárható ki. A széntartalom, illetve a vas és szilícium eloszlásának vizsgálatára a jövőben elektron-energiaveszteségi spektroszkópos vizsgálatokat fogunk végezni.

Az apatit minden kristálytani pozíciójában az elemhelyettesítések óriási változatossága lehetséges (PAN & FLEET 2002), ezért a mért összetételi adatok is sokféle-



11. ábra. Energiadiszperzív röntgenspektrum egy apatithalmazról. A réz a mintatartó rostély, a szén a hordozóhártya miatt jelenik meg

Fig. 11 EDS of an aggregate of apatite crystals. Cu is present because of the copper grid, C is for the supporting film

képpen értékelhetők. A szakirodalmi adatok alapján a szilícium az apatitban elsősorban a foszfort helyettesítheti, míg a vas a kalcium helyét foglalhatja el. Az *1. táblázat* adatai a legegyszerűbben egy kapcsolt helyettesítéssel értelmezhetők: $Fe^{3+} + SiO_4^{4-} = Ca^{2+} + PO_4^{3-}$. A vas és a szilícium beépülése kismértékű diagenetikus átkristályosodásra utalhat. Ugyanakkor LEGEROS & LEGEROS (1984) generalizált formulája – $(Ca, Na, a)_{10}(PO_4, CO_3, b)_6(OH, c)_2$, ahol a = K^+, Na^+, Ba^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}, Pb^{2+}, Sr^{2+}, Zn^{2+}, Ga^{3+}, U^{3+}, Si^{4+}, Th^{4+}, Y^{3+}, b = $(HPO_4)^{2-}$ és c = Cl^-, F^- – szerint ilyen helyettesítések jellemzőek a bioapatitra a vér és az élő csontszövet közti elemegyensúly fenntartásának köszönhetően.

Szervesanyag-tartalom meghatározása

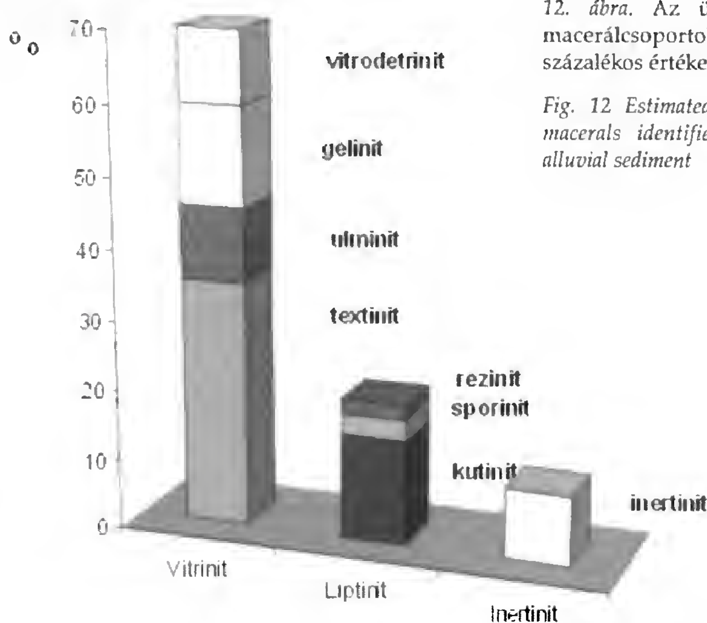
A mérés alapján a csontban levő összes szerves anyag (TOC) mennyisége 1,17%-nek adódott, amely fosszilis csontok esetében nagy mennyiségnek számít.

Vitrinit reflexió

Esetünkben a vitrinit reflexió mérésére azért volt szükség, mert:

a) Nem ismert, hogy az iharkúti magasrög területén milyen vastagságú volt a Csehbányai Formáció feletti felső-kréta rétegsor. (A területen annak alapján, hogy a Jákói Márga Formáció maximális vastagsága 100 méter, a Polányi Márgáé 800 méter, maximálisan 600–1000 méter körüli fedővastagságot lehet feltételezni.)

b) A csontokat tartalmazó felső-kréta rétegsorra az eocén képződmények eróziós diszkordanciával települnek, tehát ha volna is pontos irodalmi adatunk arról, milyen vastag volt a Csehbányai Formáció fedője (TARI 1994 szerint maximálisan 200–500 m), az nem feltétlenül jelentené azt, hogy az erózió előtt ennél nem lehetett nagyobb a fedők vastagsága.



12. ábra. Az üledékben előforduló macerálcsoportok és azok becsült százalékos értékei.

Fig. 12 Estimated relative abundance of macerals identified in the fine-grained alluvial sediment

Mind az üledék, mind a fadarabok átlagos vitrinit reflexiójára R_0=0,35 % körüli értéket kaptunk, de az értékeket a szemcsék körül jelentős mennyiségben előforduló pirit (*II/a* és *II/b tábla*) diffúz reflexiója minden bizonnyal növelte. Ez az eredmény azt jelenti, hogy a réteg a betemetődést követően nem kerülhetett az eogenezis tartományát meghaladó mélységbe, azaz az eltemetődésből eredő felmelegedése nem lehetett sokkal több 80–90 °C-nál. (Természetesen a pontos hőfluxus ismerete nélkül csak becsült értéket adhatunk a réteghőmérsékletre.)

A csontokat bezáró üledékben tömegesen fordul elő szerves anyag (sok sporinit, kutinit, gyanta stb. volt megfigyelhető), amelyek arra utalnak, hogy a közelben láperdős, illetve rétlápos környezet volt. Az üledékben előforduló diszperz szerves anyagok (DOS) becsült százalékos értékei a *12. ábrán* láthatók. Ezek között a szerves anyagú szemcsék között jelentős mennyiségű, viszonylag ép, 50 μm-nél nagyobb átmérőjű szemcsét találtunk (*II/c tábla*), ez rövid szállítási útra utal.

Kiegészítő vizsgálatok

Fosszilis csontok esetében nem ritka jelenség a feketére színeződés. Egyesek goethit (HUBERT et al. 1996, PFRETSCHNER 2000a), illetve hidrogoethit (SAMOILOV et al. 2001) jelenlétéről írtak, mások arról számoltak be, hogy friss csontok hevítés hatására 300 °C körül befeketednek a szerves szén elemi szénné való oxidálódása miatt (PERSON et al. 1996). Esetünkben a röntgenpordiffrakció sem az átlagmintából, sem a csontok sötétebb színű felületéről lekapart porból nem mutatta ki goethit/hidrogoethit jelenlétét, illetve mikroszkópos vizsgálatok alkalmával sem találtuk nyomát az említett fázisoknak. A magas hőmérsékletre való felmelegedést kizárhatjuk a vitrinit reflexiós vizsgálatok eredményéül kapott maximum 80–90 °C-os környezet alapján, ezért valószínűsíthető, hogy a csontszövet apró üregeit (a lacunákat, az osteonok között található finom repedéseket) kitöltő pirit okozza a fekete színt. Ezzel – a pirit oxidációjával – magyarázzuk a felszínen heverő csontok állagromlását, barna színét is.

Próbaképpen egy *Nodosauridae* femur maradványon megmértük, van-e radioaktív sugárzása. Kiderült, hogy a csont sugároz, a sugárzás egyértelműen urántól származik (Horváth Ákos szóbeli közlése).

Összegzés

A műszeres vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy a bakonyi felső-kréta dinoszaurusz csontok ásványos összetétele és a fázisok jellemzői a következők:

1. A csontok fő tömege az élő csontszövetre jellemző (karbonát-)hidroxilapatit. Az apatitkristályok a nem fosszilizálódott csontokra jellemző apatitokhoz képest kevéssé mutatnak méretnövekedést, egymással párhuzamos orientációjukat megtartották. Vékonycsiszolatban tapasztalt vörösesbarna színük a jelenlévő 1,17%-os szerves anyag tartalommal magyarázható. A TEM eredmények alapján nem zárható ki fluor jelenléte, ami jelezhet elhanyagolható mértékű diagenetikus változást.

2. Az alluviális környezethez képest szokatlan mennyiségű a pirit, amely a csontszerkezet apróbb tereit (lacunák üregei, finom repedések a csontsejtek között) teljes

mértékben, a nagyobb üregeket (Havers-csatornák) teljesen vagy részben kitölti. A vékonycsiszolatos vizsgálatok tanúsága szerint ez az első cementfázis.

3. Némi vastartalommal jellemezhető a kalcit, amely a diagenezis későbbi fázisában keletkezhetett.

A csontok mind külső, mind belső, szöveti megjelenésüket tekintve kitűnő megőrződésűek. A finom csontszerkezeti elemek (Havers-csatorna, lacunális üregek stb.) biztonsággal felismerhetők.

A vitrinit reflexiós eredmények sekély, maximálisan 600–900 méteres eltemetődést és 80–90 °C-os hőmérsékletet sugallnak. A nagy mennyiségű szerves detritusz minőségi jellemzői rétlápos környezetet és rövid szállítási utat feltételeznek.

Következtetések

A bakonyi felső-kréta dinoszaurusz csontok vizsgálatából kiderült, hogy tömegükben alig kristályosodtak át, szövetük és szerkezetük többé-kevésbé hűen őrzi az eredeti csontszövet jellegét, szervesanyag-tartalmuk viszonylag nagy. Mindent összevetve kijelenthetjük, hogy a csontok diagenetikus elváltozása csekély, szinte elhanyagolható mértékű azokhoz az esetekhez képest, amelyeket a szakirodalom közöl. Ilyenfajta megőrződéshez több kedvező tényezőnek kell összejátszania, ezeket vázoljuk fel az alábbiakban.

A vizsgált területre a santoni végén ártéri rétlápos-mocsári környezet volt jellemző, nagy energiájú folyóval. Az időszakos elöntések a közelben elpusztult állatok maradványait időről időre lencsékbe mosták össze. Mivel a csontok nemcsak nagyok, hanem jó megtartásúak is (nem kopottak), illetve a szerves detritusz finom frakciójában jelen lévő növényi maradványok is relatíve épek, a szállítási távolság mindenképpen rövid lehetett.

A csontok leülepedés után további mechanikai sérülésektől (pl. nagyobb állatok taposásától, dögevőktől) csak úgy maradhattak védve, ha az állat elpusztulása után nagyon gyorsan betemetődtek. A Csehbányai Formáció egykori alluviális környezete kitűnő lehetőséget teremtett a megőrződésre, mert a lerakott csontokat a nagy energiájú folyóág lefűződését követően a holtág finom iszapja, majd az ártérbe vágódó aktív folyóágakból minden áradás alkalmával az ártéren szétterülő finomszemcsés üledék hamar beboríthatta.

A gyors betemetődés és üledékképződés hatására a felhalmozódott szerves anyag akkumulálódása erősen reduktív, oxigénhiányos környezetet eredményezett, így a bomlás lassabban zajlott, mint egyébként. Közben azonban a terület egyre süllyedt, lassan visszaszorult az alluviális üledékképződés, a campaniaira a tenger elérte ezt a medencerészt is: alapvetően megváltozott az üledékképződés jellege és intenzitása. A későbbi (kréta végi, eocén eleji) szárazra kerülés és erózió minden bizonnyal hozzájárult ahhoz, hogy az eltemetődési mélység az idők során valószínűleg sohasem haladta meg az 1000 m-t, tehát a bioapatit átkristályosodása szempontjából nem volt szignifikáns. Le kell szögeznünk azonban, hogy a sekély eltemetődési mélység kedvező körülmény ugyan, de önmagában nem lehet magyarázat az átkristályosodás hiányára. A csontanyag karbonát-fluorapatittá alakulása és így a kristályossági fok növekedése ugyanis nemcsak a fosszilis, hanem a régészeti csontleletekre is jellemző

(Hedges et al. 1995, Sillen & Parkington 1996), ezeknél viszont a betemetődés mélysége gyakorlatilag nulla (pl. barlangokban, temetkezési helyeken).

Ebben a sekély mélységben és erősen reduktív környezetben indult meg a csontok szerves anyagának degradálódása: a csöves csontokban tartás híján összeomlott a szivacsos csontrész gerendás szerkezete, illetve a kéregállományban sérült a (főleg) kollagén rostok és karbonát-hidroxilapatit kristályok szövedékéből álló rendszer. Azonban a kémiai és energetikai környezet nem volt megfelelő ahhoz, hogy ez a folyamat be is fejeződjék, megjelenjenek a nagyobb méretű, stabilabb karbonát-fluorapatit kristályok: a csontok nem kerültek az eogenezis határain túlra.

Eddigi munkánk során a csontdiagenezis „első lépcsőfokát", az apatit átkristályosodásának mértékét vizsgáltuk. A teljes diagenezis történet azonban nagyon komplex folyamat, további vizsgálatok szükségesek ahhoz, hogy az eddig kialakult képet árnyalni tudjuk, illetve hogy a történetet folytatni tudjuk, hiszen önmagában a kis eltemetődési mélység nem elégséges feltétel a csontok ilyen mértékű megőrződésére. Ami a bioapatitok kezdeti elváltozása közben és után történt, azt eddigi vizsgálataink alapján csak nagy vonalakban tudjuk vázolni.

Az apatit – szerves anyag rendszer sérülésével megbomlott az egyensúly és elkezdődött a változás a csont szervetlen fázisában, amit az apatitkristályok enyhe méretnövekedése jelez. Feltehetőleg ekkor indult meg az urán felvétele és beépítése az apatitba, ami fosszilis csontoknál gyakori jelenség (Hedges & Millard 1995, Millard & Hedges 1995, Pfretzschner 1997, 2004). Az uránfelvétel időtartama természetesen nemcsak a kölcsönható oldat (pl. talajvíz) urántartalmától függ, hanem attól is, hogy ez a kölcsönhatás milyen hosszan áll fent. Nem kizárt ugyanis, hogy a rendszerben jelenlévő nagy mennyiségű pirit korai kiválása elzárhatta azoknak az oldatoknak az útját, amelyek az apatit további átkristályosodásáért lettek volna felelősek. [De ha nem is blokkolja teljesen, a legkisebb szerkezeti egységekben (pl. lacunákban) kiváló pirit nagymértékben csökkenti a mikroporozitást, így redukálódik a reakcióképes felület nagysága, és ez lassíthatja a diagenetikus folyamatot (Hedges et al. 1995).]

Más kérdés, honnan került az alluviális környezetbe olyan mennyiségű szulfátion, ami ilyen tetemes piritkiválásért felelős. Erre két lehetséges magyarázat van. Az egyik lehetőség szerint a rétegben jelenlévő talajvíz keveredett a térségbe fokozatosan benyomuló tenger magas szulfáttartalmú vizével. A másik út, hogy a lágy szövetek, a vér illetve a kollagén bomlásával vas illetve kén (is) kerül a rendszerbe, s ebből képződik a pirit (Pfretschner 2000a, 2004).

Mindenesetre a szulfát beáramlása és a nagy szervesanyag-tartalomból adódó oxigénhiányos környezet hatására nagyfokú piritesedés kezdődött meg. Az első fázisban kén bőségesen rendelkezésre állt, s így sok kristálycsíra jött létre egyszerre, ami azt eredményezte, hogy a helyszűke miatt (apró pórusokról lévén szó) nem fejlődtek ki sajátalakú kristályok: a sok kis „kristálykezdemény" összefüggő kérget alkot a csont csatornáinak falán (pirit-A). Amikor szulfát már kevesebb mennyiségben állt rendelkezésre, kevesebb nukleuszon nagyobb, jól fejlett, sajátalakú piritkristályok növekedhettek (pirit-B).

Az autigén kalcit (mint „zárófázis") megjelenése újabb változást jelent a kémiai környezetben. Kiválása a jelek szerint egyetlen folyamat eredménye, nem volt szakaszos, s kristályosodása közben magába építette a piritképződés után visszamaradt vasat.

A csontok diagenezisük során olyan komplex mikrorendszereket alkotnak, amelyekben a különböző tényezők (pl. szerves anyag bomlása, változás a kristályossági fokban és a porozitásban stb.) állandó kölcsönhatásban állnak egymással. A legtöbb friss csont nagyon tömör, ezért a külső reagensek csak diffúzióval juthatnak a belsejébe (PFRETZSCHNER 2004). Mivel ez nagyon lassú folyamat, a korai diagenezis során a kémiai környezetet szinte kizárólag a csont összetétele határozza meg, nem függ a külső viszonyoktól. Ahogy azonban a későbbi diagenezis során a csont porozitása nő, számolni kell a „külvilág" – az üledék, a talajvíz – behatásával az egész rendszerre. Ezek fényében a kutatási folyamatot ugyan segíti, ha a csontok átalakulásával kapcsolatban „lépcsőfokokat" állapítunk meg, azonban az összkép – és így a teljes diagenezis történet – rekonstruálásakor csakis több szálon futó eseménysorokban szabad gondolkodni.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani mindazoknak, akik munkánk során segítségünkre voltak. ŐSI Attilának (ELTE Őslénytani Tszk.) a vizsgálati anyagokért, HÁMORNÉ Dr. VIDÓ Máriának (MÁFI), Dr. SASS Miklósnak (ELTE Állatszervezettani Tszk.), Dr. HORVÁTH Ákosnak (ELTE Atomfizikai Tszk.), Dr. WEISZBURG Tamásnak és Dr. LOVAS Györgynek (ELTE Ásványtani Tszk.), Dr. LANTOS Zoltánnak (MTA), GÁLNÉ Dr. SÓLYMOS Kamillának (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tszk.), VARGA Andrásnak (ELTE Alk. és Környezetföldtani Tszk.) az anyagvizsgálatok elvégzésében nyújtott önzetlen segítségükért. A munka anyagi támogatását a T 38045 sz. (M. A.) OTKA biztosította

Irodalom – References

BARADÁCS E., DEZSŐ Z., HUNYADI I., CSIGE I., MÓCSY I., MAKFALVI Z. & SOMAY P. 2002: Felszínalatti vizek maratottnyom-detektoros eljárással mért ^{222}Rn- és ^{226}Ra-tartalma. – *Magyar Kémiai Folyóirat* **108/11**, 492–500.

BERNA, F., MATTHEWS, A. & WEINER, S. 2004: Solubilities of bone mineral from archaeological sites: the recrystallization window. – *Journal of Archaeological Science* **31/7**, 867–882.

BROPHY, G. P. & NASH, J. T. 1968: Compositional, infrared, and X-ray analysis of fossil bone. – *The American Mineralogist* **53/2**, 445–454.

CHILD, A. M. 1995: Towards and understanding of the microbial decomposition of archaeological bone in the burial environment. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 165–174.

DENYS, C., WILLIAMS, C. T., DAUPHIN, Y., ANDREWS, P. & FERNANDEZ-JALVO, Y. 1996: Diagenetical changes in Pleistocene small mammal bones from Olduvai Bed I. – *Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeoec.* **126**, 121–134.

ELLIOTT, J. C. 2002: Calcium phosphate biominerals. – In: KOHN, M. J., RAKOVAN, J. & HUGHES, J. M. (Eds) Phosphates – geochemical, geobiological, and materials importance. — *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **48**, 427–453.

EVERSHED, R. P., TURNER-WALKER, G., HEDGES, R. E. M, TUROSS, N. & LEYDEN, A. 1995: Preliminary results for the analysis of lipids in ancient bone. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 277–290.

GRUPE, G. 1995: Preservation of collagen in bone from dry, sandy soil. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 193–199.

HAAS J. & J. EDELÉNYI E. 1977: A dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékciklus ősföldrajzi elemzése. – *MÁFI Évi Jelentése az* **1977**. *évről* 217–233.

HEDGES, R. E. M & MILLARD, A. R. 1995: Bones and groundwater: Towards the modelling of diagenetic processes. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 155–164.

HEDGES, R. E. M., MILLARD, A. R. & PIKE, A. W. G. 1995: Measurements and relationships of diagenetic alteration of bone from three archaeological sites. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 201–209.

HUBERT, J. F., PANISH, P. T., CURE, D. J. & PROSTAK, K. S. 1996: Chemistry, microstructure, petrology, and diagenetic model of Jurassic dinosaur bones, Dinosaur National Monument, Utah. – *Journal of Sedimentary Research* **66/3**, 531–547.

IACUMIN, P., BOCHERENS, H., MARIOTTI, A. & LONGINELLI, A. 1996: Oxygen isotope analyses of co-existing carbonate in biogenic apatite: a way to monitor diagenetic bone phosphate? – *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 1–6.

JOCHA-EDELÉNYI, E. 1988: History of evolution of the Upper Cretaceous basin in the Bakony Mts at the time of formation of the terrestrial Csehbánya Formation. – *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2**, 19–31.

JOCHA-EDELÉNYI, E. 1993: A method of paleogeographical map plotting demonstrated by taking as example the lowermost part of a senonian sequence in the Transdanubian Central Range. – *Annual Report of the Hungarian Geological Survey*, **1991**, 347–365.

KOLODNY, Y., LUZ, B., SANDER, M. & CLEMENS, W. A. 1996: Dinosaur bones: fossils or pseudomorphs? The pitfalls of physiology reconstruction from apatitic fossils. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **126**, 161–171.

LEGEROS, R. Z. & LEGEROS, J. P. 1984: Phosphate minerals in human tissues. – In: NRIGAU, J. O. & MOORE, P. B. (Eds.): Phosphate Minerals. New York, Springer-Verlag, 351–385.

MILLARD, A. R. & HEDGES, R. E. M. 1995: The role of the environment in uranium uptake by buried bone. – *Journal of Archaeological Science* **22**, 239–250.

MINDSZENTY, A., GÁL-SÓLYMOS, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRY, GY., RUTTNER, A. W., BÖRÖCZKY, T. & KNAUER, J. 1991: Extraclast from Cretaceous/Tertiary bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps, preliminary results and tentative geological interpretation. – *Jubiläumsschr. 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich–Ungarn* **1**, 309–345.

MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K. & HERTELENDI E. 2001: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-Középhegységben. – *Földt. Közl.* **131/1–2**, 107–152.

ŐSI, A., JIANU, C-M. & WEISHAMPEL, D. B. 2003: Dinosaurs from the Upper Cretaceous of Hungary. – *Advances in Vertebrata Paleontology* „Hen to Panta" 117–120.

PAN, Y. & FLEET, M. 2002: Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors. – In: KOHN, M. J., RAKOVAN J. & HUGHES, J. M. (Eds): Phosphates - geochemical, geobiological, and materials importance. — *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **48**, 13–49.

PERSON, A., BOCHERENS, H., MARIOTTI A. & RENARD, M. 1996: Diagenetic evolution and experimental heating of bone phosphate. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **126**, 135–149.

PFRETZSCHNER, H.-U. 1997: Zerstörungsfreie Alters-Abschätzung fossiler Knochen mit Hilfe von Radioisotopen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **206/2**, 181–196.

PFRETZSCHNER, H.-U. 1998: Frühdiagenetische Prozesse bei der Fossilisation von Knochen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **210/3**, 369–397.

PFRETZSCHNER, H-U. 2000a: Pyrite formation in Pleistocene bones – a case of very early mineral formation during diagenesis. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **217/1**, 143–160.

PFRETZSCHNER, H.-U. 2000b: Microcracks and fossilization of Haversian bone. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **216/3**, 413–431.

PFRETZSCHNER, H.-U. 2004: Fossilization of Haversian bone in aquatic environments. – *Comptes Rendus Palevol*, **3/6–7**, 605–616.

SAMOILOV, V. S. & BENJAMINI, CH. 1996: Geochemical features of dinosaur remains from the Gobi Desert, South Mongolia. – *Palaios* **11**, 519–531.

SAMOILOV, V. S., BENJAMINI, CH. & SMIRNOVA, E. V. 2001: Early diagenetic stabilization of trace elements in reptile bone remains as an indicator of Maastrichtian – Late Paleocene climatic changes: evidence from the Naran Bulak locality, the gobi Desert (South Mongolia). – *Sedimentary Geology* **143**, 15–39.

SCHWEITZER, M. H., JOHNSON, C., ZOCCO, T. G., HORNER, J. R. & STARKEY, J. R. 1997: Preservation of biomolecules in cancellous bone of Tyrannosaurus rex. – *Journal of Vertebrate Paleontology* **17/2**, 349–359.

SEMAL, P. & ORBAN, O. 1995: Collagen extraction from recent and fossil bones: Quantitative and qualitative aspects. – *Journal of Archaeological Science* **22/4**, 463–467.

SILLEN, A. & PARKINGTON, J. 1996: Diagenesis of bones from Eland's Bay Cave. – *Journal of Archaeological Science* **23/4**, 535–542.

TARI G. 1994: Alpine tectonics of the Pannonian Basin. – Ph.D. Thesis Houston, Texas Vol. 2. 318–324.

TYURIN, I. V. 1951: A talaj humuszával kapcsolatos összehasonlító elemzések módszerei. Trudi Pocsvennogs Insztitut A.N. Sz. Sz. Sz. R. 4.6.5. – In: BUZÁS I. (szerk.) 1988: Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 2, 243.

WEINER, S. & TRAUB, W. 1992: Bone structure: from angstroms to microns. – *FASEB Journal* 6, 879–885.

WOPENKA, B. & PASTERIS, J. D. 2005: A mineralogical perspective on the apatite in bone. – Materials Science and Engineering: C, in press

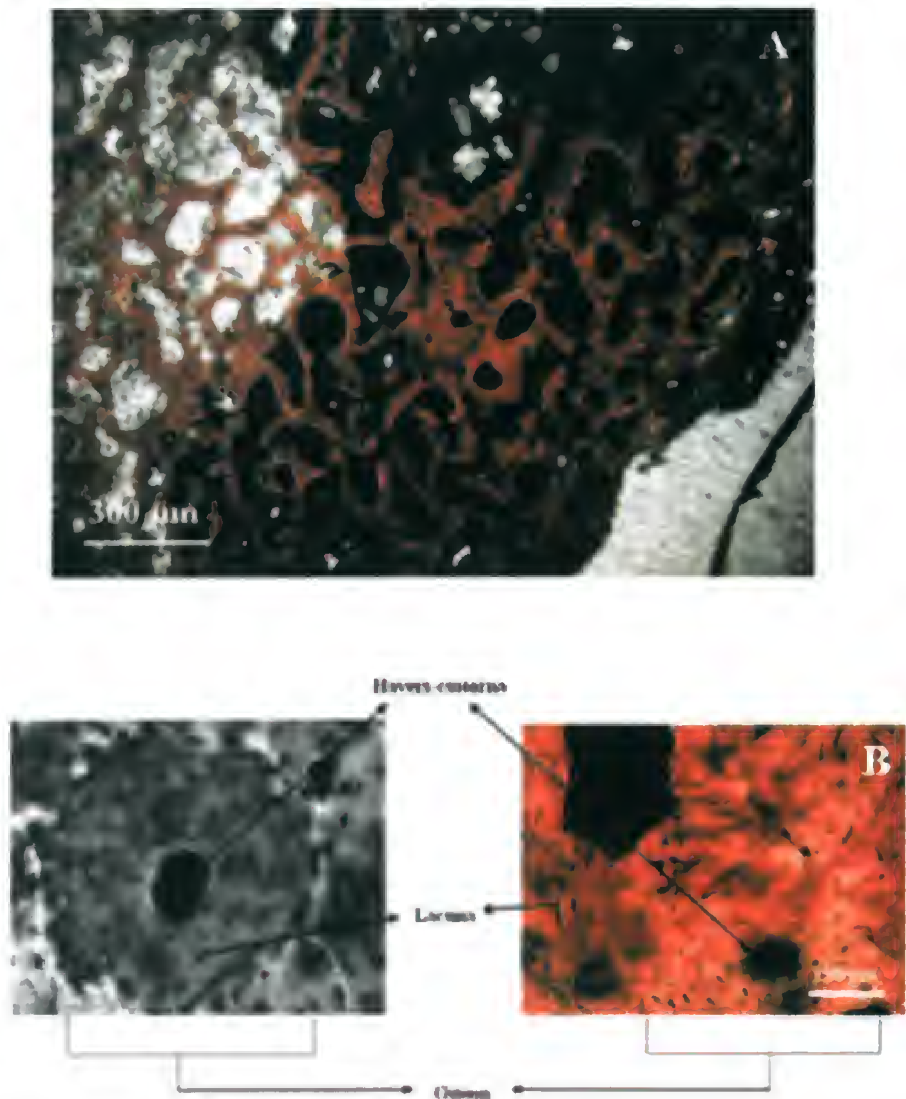
ZOCCO, T. & SCHWARTZ, H. L. 1994: Microstructural analysis of bone of the sauropod dinosaur Seismosaurus by transmission electron microscopy. – *Palaeontology* 37/3, 493–503.

Kézirat beérkezett: 2005. 04. 14.

Végjegyzet:

[1] A recens csöves csontok tömör középdarabjainak fő tömegét a kerek vagy kissé ovális átmetszetű Havers-rendszerek vagy csontegységek (osteon) alkotják, amelyek 100–500 μm átmérőjűek. Centrumuk (Havers-csatorna) kötőszövettel kitöltött, bennük vérerek és idegek futnak. A Havers-csatornát a koncentrikusan elhelyezkedő Havers-lemezek veszik körül. A kollagén rostokat tartalmazó lemezek közötti csontüregecskékben (lacunae ossium) szilvamag alakú ovális magvú csontsejtek (osteocyták) találhatók. A tápanyag és a légzési gázok az erektől a csontsejtekig a sejtek nyúlványai segítségével jutnak el, amelyek a csontcsatornácskákban (canaliculi ossium) húzódnak.

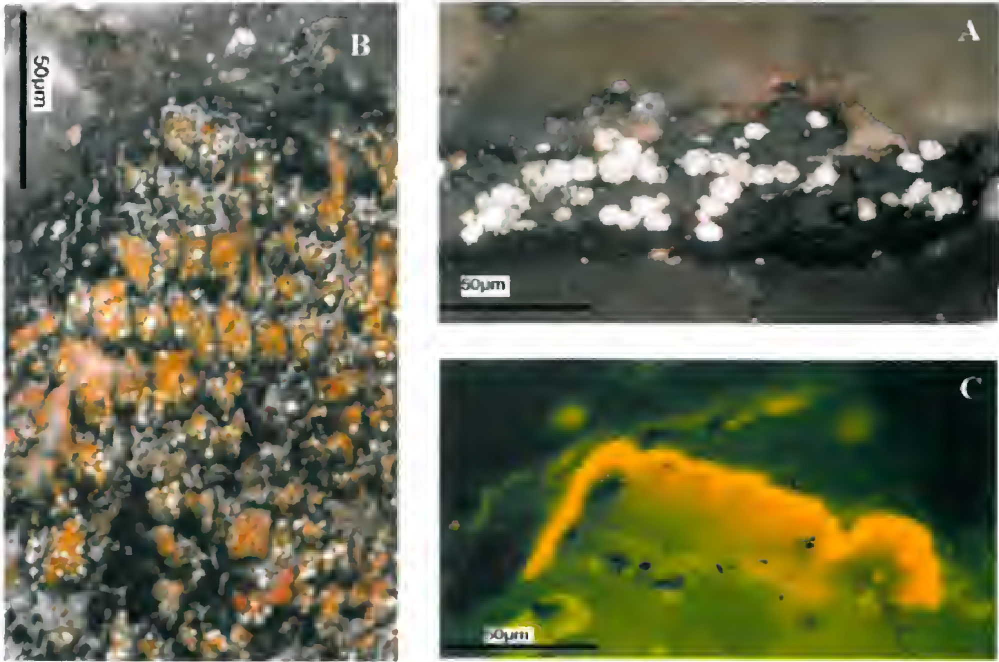
I. tábla — Plate I



A) Mikroszkópos felvétel a csontszövetről: a vörösesbarna fázis apatit, a fekete pirit, a fényes fehér pedig kalcit. (Párhuzamos nikolok.) B) Egy élő emberi osteon (balra) és egy páncélos dinoszaurusz bordájából készült csiszolatban (jobbra) látható osteon. Ugyanúgy, mint az élő csontban, a fosszilis csontban is egyértelműen észrevehető a Havers-rendszer határa, megtalálható a Havers-csatorna, megőrződtek a lacunák. Az egyetlen különbség a csontcsatornácskák (canaliculi) hiánya a vizsgált mintában. (A csiszolat síkja merőleges a bordacsont hossztengelyére, a felvétel áteső fényben, párhuzamos nikolok mellett készült.)

A). Photomicrograph of the mineralized bone tissue. The red-russet coloured phase is apatite, black is pyrite, the translucent (whitish) grains are calcites (Nicols parallel) B) Comparison of a living human osteon (left) and an osteon identified in thin section made of a Nodosuridae rib (right). The boundaries of the Haversian system, the Haversian channels and the lacunae show up clearly both in the fossil and the recent bone. The only difference is the lack of canaliculi in the analysed fossil material. (Thin-section perpendicular to the longitudinal axis of the rib-bone, in transmitted light and with crossed nicols.)

II. tábla — Plate II



A) Fadarab, szerkezetének üregeit pirit tölti ki. (A felvétel olajimmerzióban, párhuzamos nikolokkal, ráeső fényben készült.) B) Textinit. A sejtes szerkezet üregeit pirit tölti ki. (A felvétel olajimmerzióban, párhuzamos nikolokkal, ráeső fényben készült.) C) Kutinit. (A felvétel olajimmerzióban, párhuzamos nikolokkal, kék fluoreszcens fényben, sötét látómező mellett készült)

A) Wood-fragment, with pyritic pore-filling (reflected light, oil-immersion, Nicols parallel) B) Textinite with pore-filling pyrite within the honeycomb-like structure. (Reflected light, oil-immersion, Nicols parallel) C) Kutinite (Dark-field photograph in reflected light with blue-filter, oil-immersion, Nicols parallel)

Földtani Közlöny 136/1, 25–36. (2006) Budapest

A Darnó-öv hatása a borsodi széntelepes összletre

The effect of Darnó Belt on the Miocene Borsod coal-bearing succession

ÁDÁM László[1]

(7 ábra)

Tárgyszavak: szekvencia-sztratigráfia, Darnó-öv, Salgótarjáni Barnakőszén Formáció
Keywords: sequence stratigraphy, Darnó Belt, Salgótarján Lignite Formation

Abstract

In this paper the effect of the Darnó Deformation Belt on the Miocene coal-bearing layers in Borsod county is presented based on sequence stratigraphical assessment on log data of selected boreholes.

The effects of the former syn-tectonic and post-tectonic movements along the Darnó Fault Zone are proved. Gradual changes in the sequences refer to syn-tectonic movements, where the reason of these changes is the higher rate of subsidence of the Darnó Belt compared to the Eastern part of the basin. The main evidences of the gradual changes are the following: the scissors like opening of eastern Borsod lowest, fifth lignite layer into the western Borsod three lignite layers; the thickening of the fifth lignite layer, and of the sequences between the fifth and fourth lignite layers towards western direction; the narrowing of the fourth lignite layer towards western direction due to the former marine transgression. The post-tectonic effects are manifested by normal faults. Usually these normal faults cause variations in the thickness of parasequences. The sharp boundary of the two different basin parts on the right side of the Sajó River refers to lateral movements.

Összefoglalás

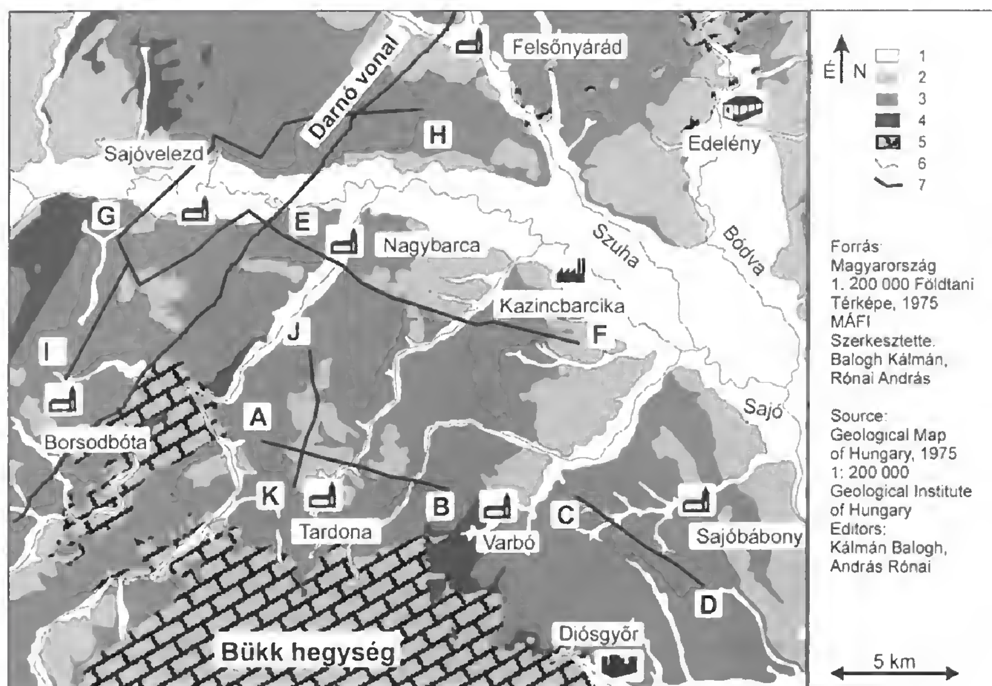
Jelen dolgozatban szelvény mentén gyűjtött mélyfúrási geofizikai görbék szekvencia-sztratigráfiai kiértékelésével kerül bemutatásra a Darnó-öv hatása a borsodi miocén széntelepes összletre.

A Darnó-öv mentén végbement egykori szinszediment tektonikai és posztektonikai mozgások hatásai elválaszthatók. A lerakódással egyidejű mozgások létére az összleten belüli paraszekvenciák vastagságainak fokozatos változása utal, amelyek kiértékelése alapján megállapítható, hogy az összlet lerakódása során a Borsodi-medence nyugati részén (a Darnó-övben) a medencesüllyedés nagyobb arányú volt, mint a medence keleti részén. E fokozatos változásokat igazolja a kelet-borsodi legalsó, V. széntelep szétseprűződése és összefogazódása a nyugat-borsodi három teleppel, az V. teleptől a IV. széntelepig terjedő rétegszakasz megvastagodása nyugati irányban, továbbá a kelet-borsodi IV. telep elvékonyodása ugyancsak nyugati irányban. Az utólagos tektonikai hatások elsősorban normál vetőkben nyilvánulnak meg a Borsodi-medencében. Az utólagos normál vetők okozzák a paraszekvenciák szelvényen belüli hirtelen vastagságingadozását. Az eltérő kifejlődésű nyugati és keleti medence rész éles határvonala a Sajó jobb partján oldalirányú mozgásokra utal.

Bevezetés

A borsodi miocén széntelepes összlet a Darnó-öv mentén és attól keletre a Bükk hegység északi előterében található. Az összleten belül két kifejlődés ismeretes, a nyugati típusú, három széntelepes, és a keleti típusú öt széntelepes, az előbbi a Darnó-vonaltól nyugatra, míg az utóbbi a vonaltól keletre, a Bükk és a Szendrői-hegység között helyezkedik el (lásd *1. ábra*). A fogalmak egyértelmű használatának

[1]Vituki Kht., 1095 Budapest, Kvassay Jenő út 1.



1. ábra. A Bükk északi előterének földtani térképe. Jelmagyarázat: 1. Holocén, 2. Pleisztocén, 3. Miocén, 4. Oligocén, 5. Pretercier aljzat, 6. Vízfolyás, 7. Szelvények

Fig. 1 Geological map of the Bükk Mountain's foreland. Legend: 1 Holocene, 2 Pleistocene, 3 Miocene, 4 Oligocene, 5 Pre-terciary basement, 6 Watercourse, 7 Cross-section

érdekében előrebocsátom, hogy a dolgozatban a Darnó-vonal alatt az Uppony–Rudabányai-vonalat értem (JASKÓ 1989), mely egy viszonylag szűk határvonal, a Darnó deformációs övhöz (továbbiakban Darnó-öv) képest, mely a Darnó-vonal mentén egy 15–20 km széles sávot jelöl (FODOR et al. 2005).

A medence kétféle kifejlődését már SCHRÉTER említi (1929), a nyugati részt a Salgótarján vidéki széntelepekhez hasonlítja, míg a keletieket a Grazi-medencéhez tartozó, St. Florian vidéki telepekhez. VADÁSZ (1929) kiemeli a széntelepes összletben uralkodó oszcillatív jelleget, és a paralikus szénképződés mintapéldájának tartja a borsodi kifejlődést. Később RADÓCZ Gyula sok fontos észrevétellel egészíti ki a Borsodi-szénmedencéről megszerzett ismereteket. Dolgozatom szempontjából RADÓCZ leglényegesebb munkája (1993) a széntelepek azonosítása a két medencerész között, mely szerint a dubicsányi szénterületen a kelet-borsodi legalsó (V.) széntelep ollószerűen nyílik ki, azaz szétseprűződik a nyugat-borsodi három széntelepbe. Sajnos ez az elképzelés ma sem teljesen elfogadott szakmai berkekben. A dubicsányi szénterület kutatása során az ollószerű kinyílás mellett, azt is leírták, hogy DNy-i irányban (a Nyugat-borsodi-medence irányában) a IV. telep elvékonyodik, és az V. és IV. telep közötti rétegszakasz megvastagodik (JUHÁSZ 1987).

Fontos eredményeket szolgáltattak JUHÁSZ András szénkőzettani vizsgálatai (1965, 1970, 1988), melyekben kielégítő pontossággal határolja le a különböző övezeteit az egykori lápöveknek (sekélyláp, gyenge és közepes áramlások öve). A vizsgá-

latok alapján mélyvízi viszonyokat mutatott ki a Kelet-borsodi-medence keleti részén, és ebből azt a következtetést vonta le, hogy az egykori tenger a szénmedencétől keletre helyezkedett el. Vizsgálatai során arra, is fény derült, hogy a mélyvízi viszonyok egyre keletebbre tolódtak a fiatalabb széntelepekben, azaz, mint írja „a tenger visszahúzódása keleti irányú".

A széntelepes öszletben észlelhető szerkezeti elemek túlnyomó része normál vető 5, 10, 40 méteres elvetési magasságokkal, melyek fő irányultsága ÉÉK–DDNy-i, azaz párhuzamos a Darnó-vonallal (SCHRÉTER 1929, VADÁSZ 1929, JASKÓ 1958, JUHÁSZ 1961). Erre merőleges irányultságú harántvetők is találhatók a medencében, de ezek elvetési magassága 1 m körüli (JUHÁSZ 1961). A Darnó-zónában elhelyezkedő dubicsányi szénterület kutatása során megfigyelték, hogy a Darnó-vonal fölött közvetlenül nem észlelhető szerkezeti elem a széntelepes összletben, azonban az összletet átjáró vetők jelentős része párhuzamos a Darnó-vonallal (JUHÁSZ 1987).

Az irodalmi adatok alapján az összlet a Salgótarjáni Barnakőszén Formáció része, s kora ottnangi (HÁMOR 1985), illetve a magasabb borsodi telepek már kárpáti korúak is lehetnek (RADÓCZ 1987).

A 2001-ben PÜSPÖKI Zoltán tollából megjelent egy cikk Szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok a Kelet-borsodi-medence déli részén címmel (PÜSPÖKI 2001). Bár a Darnó-zóna hatásával kapcsolatban konkrétumot nem közöl a szerző, mégis érdemes röviden kitérni munkájára, mivel a vizsgált terület és a vizsgálati módszertan egyezik a jelen cikkben tárgyalt területtel és alkalmazott módszertannal. A szerző vizsgálatai során lyukgeofizikai görbéket értékelt ki, azonban a cikk csupán 2 szelvényt és mindössze 10 fúrás lyukgeofizikai görbéjét mutatja be, amelyek elég kevés támogatást nyújtanak következtetéseinek igazolására. Ez azonban csak a kisebb hibája a cikknek, a nagyobbik az, hogy a szerző arra az alapvető kérdésre nem ad világos és egyértelmű választ, hogy a széntelepes összlet melyik oldalán helyezkedett el a tenger, anélkül pedig az egész munka eredménye megkérdőjelezhető. Ha valaki rászánja az időt, és figyelmesen olvassa a cikket, rájön, hogy a szerző véleménye szerint a tenger keleten van. Ez leolvasható a 4.. ábráról, ahol egy K–Ny-i szelvény nyugati részére eróziót, míg a keleti részre kondenzációt jelöl. Ezt az ősföldrajzi elrendezést sejteti JUHÁSZ 1970-es dolgozatára való utalás, amely szintén egy keleten lévő tengert vélelmez. Azonban, ha a szerző ezt így gondolja, akkor egy súlyos ellentmondásra nem hívja fel a figyelmet. Az ellentmondás abban feszül, hogy véleménye szerint a széntelepes összlet kifejlődése a 17. paraszekvenciáig (II. telep elöntéséig) egy harmadrendű ciklus transzgresszív ágához köthető. Ez szerintem is feltételezhető, mivel a transzgresszió tényére több kutató munkája is utal (VADÁSZ 1929, JUHÁSZ 1961, BOHNNÉ 1985, KORECZNÉ 1985). Azonban, ha a széntelepes összletre keletről transzgredál a tenger, akkor hogyan történhet meg az, hogy a parti homoktestek vertikálisan egyre keletebbre épülnek ki (PÜSPÖKI 2001), s a szénlápövek is ezzel azonos irányban a keletre lévő tenger felé mozdulnak el (JUHÁSZ 1970) az egyre fiatalabb széntelepekben? Ezt az ellentmondást, ha feloldani nem is, érzékeltetni mindenféleképpen illett volna.

A nagyfelbontású szekvencia-sztratigráfiai korreláció, melyet PÜSPÖKI Zoltánhoz hasonlatosan, lyukgeofizikai görbék kiértékelésével hajtottam végre, megerősítik RADÓCZ Gyula vizsgálatainak eredményét abban, hogy a kelet-borsodi V. széntelep a nyugat-borsodi három széntelepbe seprűződik szét.

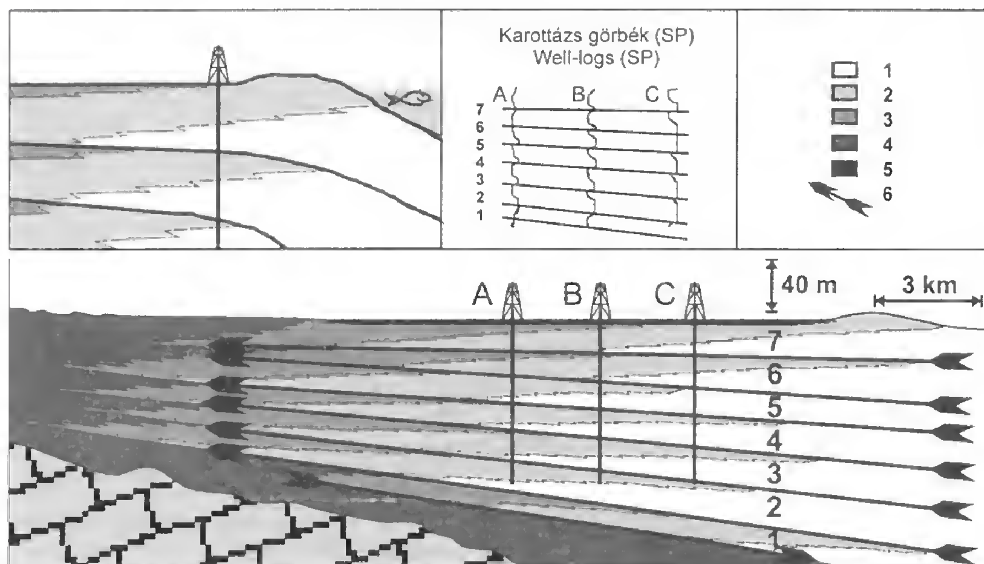
Mivel szinszediment tektonikai események alig zavarják a keleti medencerész üledékes rétegsorát, szemben a nyugatival, ahol szemlátomást egymásba fűződnek a széntelepek, elmondható, hogy a Darnó-vonal mentén a két medencerész között egy morfológiai perem volt, mely csuklópontként viselkedett.

A szekvencia-sztratigráfia jellemzői

VAKARCS & TARI (1993) és SZTANÓ (1998) összefoglalói alapján a szekvencia-sztratigráfiát nem kell részleteiben bemutatnom a hazai olvasóknak. Jelen leírásban csupán csak utalok néhány jellegzetességére.

A nagyfelbontású szekvencia-sztratigráfiai elemzés során tengerelöntési felületek segítségével tagoljuk a rétegsort és állapítjuk meg a rétegek relatív korát. Ezek a felületek a rövid idejű relatív vízszintemelkedés eredményei, mely utóbbi az eusztatikus vízszintváltozás és az aljzatsüllyedés (tektonika) együttesét jelenti. A tengerelöntési felületek kvázi egyidejű ciklusokra bontják a rétegsort. Ezek a felületek, a maguk közé zárt rétegekkel együtt a rétegsor szárazföldi részén kiékelődnek, a tenger mélyebb része felé pedig egymásba „olvadnak", köszönhetően annak, hogy a nyílt tengeri viszonyok közt kevés üledék képződik, ráadásul maga a képződő rétegsor rendkívül monoton. Partközeli környezetben a legjobb felbontást adja a módszer, segítségével Milankovich-nagyságrendű ciklusok is kimutathatók (VAN WAGONER et al. 1990).

A tengerelöntési felületek közötti paraszekvenciák partközeli környezetben felfelé durvuló elemi progradációs félciklusokként nyomozhatók, megengedve,



2. *ábra.* Sziliciklasztos tengerpart földtani szelvénye. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi aleurolit, 2. Homok, 3. Lagúna üledék, 4. Folyóvízi üledék, 5. Szén, 6. Paraszekvencia határ

Fig. 2 Geological section of a siliciclastic shoreline. Legend: 1 Sub-littoral silt, Littoral sand, 3 Laguna sediment, 4 Fluvial sediment, 5 Coal, 6 Parasequence boundary

hogy a ciklus legtetején még lagunáris agyag, aleurit is lehet, amelyet esetenként nehéz elválasztani a rá következő nyílt vízi agyagtól, aleurittól (2. *ábra*). Ezek a felfelé durvuló paraszekvenciák, tetejükön a tengerelöntési felületekkel mélyfúrási geofizikai görbéken (természetes potenciál és ellenállás) jól meghatározhatók és korrelálhatók (VAN WAGONER et al. 1990).

A tengerszint változása nem csak a paraszekvenciák, hanem a széntelepek képződését is befolyásolja. A széntelepek képződéséhez, a szerves anyag felhalmozódásához több tényező szükségeltetik: meleg, csapadékos éghajlat, növényzet, állandó vízzel borítottság, lassú süllyedés, védelem a tengertől, a törmelék behordástól és mindezek mellett legyen elég idő. Egy méter gyenge barnakőszén keletkezéséhez mintegy 2–3 ezer év szükséges (TEICHMÜLLER et al. 1975). Tehát az alatt a néhány ezer év alatt, amíg a széntelepnek megfelelő szerves anyag képződött, a relatív tengerszint emelkedés, az üledék-felhalmozódás egyensúlyban működtek. Ennek feltételei leggyakrabban és legtovább a transzgresszív rendszeregységben, annak is kései – a maximális elöntéshez közeli – szakaszán teljesülnek (CROSS 1988).

A szekvencia-sztratigráfia alkalmazhatósága, adatforrások

A széntelepes összletnek kevés feltárása van Borsodban, ezért lyukgeofizikai mérésekkel rendelkező mélyfúrásokat használtam fel vizsgálataimhoz. A Borsodi-medencében mélyült mintegy 2200 geofizikai lyukszelvénnyel rendelkező fúrás közül több mint kétszázat értékeltem ki. Igyekeztem egymást keresztező irányok mentén kiválogatni a fúrásokat, hogy a jelenségek térbeli változásának értékelését is elvégezhessem.

A szelvényeken az adott fúrás természetes potenciál és ellenállás görbéit értékeltem ki. Bejelöltem a nyílt vízi aleurolitokat, a partközeli homok testeket, a lagunáris agyagokat, aleurolitokat, természetesen a széntelepeket, illetve a széntelepes összlethez nem tartozó képződményeket.

A természetes potenciál és ellenállás szelvényeken az aleurolitrétegek és a homoktestek elkülönítése egyszerű feladat (2. *ábra*), mivel eltérő porozitással rendelkeznek. A széntelepek gyenge vezetőképességgel és nagy ellenállással jellemezhetők (DUNRUD 1998), ezért ezek megkülönböztetése a homoktestektől, vagy aleurolit rétegektől szintén könnyen megvalósítható, ha a kérdéses szénréteg legalább 0,5 m vastagsággal rendelkezik. Azonban a nyílt vízi agyagok elkülönítése a lagunáris agyagoktól, már problémásabb eset. Mindkét üledék alacsony porozitással rendelkezik, tehát a geofizikai görbék adott szakaszain csak kis eltérések utalnak különbözőségükre. A nyílt vízi, pélites képződmények geofizikai képe általában sima, alig fogazott, míg a lagunáris pélitek képe általában fogazott, mivel képződésüket gyakran szakítják meg vékony, durvább szemű betelepülések. Ezek a képződmények lényegesen különböző környezetben rakódtak le, az egyik partmenti homokgát tenger felőli, a másik a gát szárazföld felőli oldalán.

A szénmedence ősmaradványainak kutatása során észlelet jelenségek segítséget jelentenek ebben az elkülönítésben. Így például BOHNNÉ HAVAS (1985) a faunaegyüttesek változásából a sótartalom ingadozására vont le következtetéseket. RADÓCZ (1974) pedig felfigyelt arra, hogy a széntelepek fedőjében gyakran megtalálható az ún. Zoostera–Bryozoa–Brissopsis biocönózis, mely a legtengeribb réte-

geket jellemzi. Tekintve, hogy az egyes széntelepek képződése az egész medencére kiterjedt, okkal feltételezhetjük, hogy az egyes fúrásokban észlelt faunaváltozások kiterjeszthetők az érintett medencerészre.

Mindezek figyelembe vételével, a fúrások egyes szakaszain a nyílt vízi rétegek elég jól behatárolhatók.

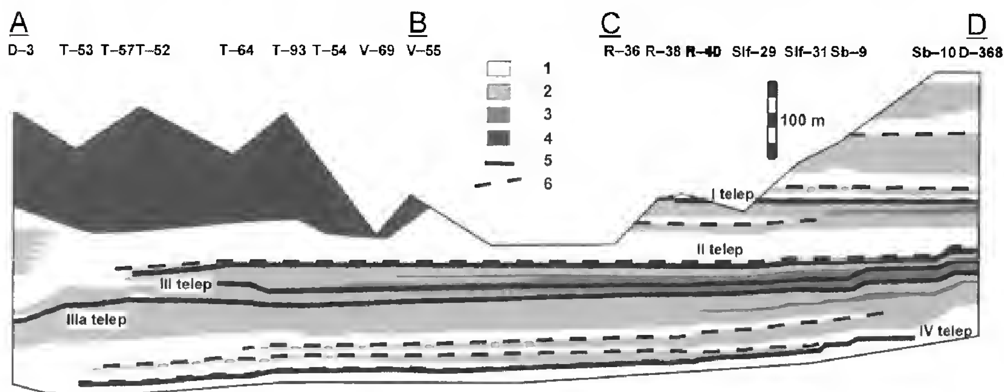
A szelvényeket igyekeztem úgy ábrázolni, hogy a még megfogható legfiatalabb paraszekvencia határ legyen a vizsonyítási szint.

A Darnó-öv hatásának nyomozása a szelvényeken

A nagyfelbontású szekvencia-sztratigráfiai elemzések eredményei az *1. ábrán* bejelölt szelvények mentén kerülnek bemutatásra.

A *3. ábra* az AB és CD szelvényben elhelyezkedő fúrások adatai alapján született, és közelítőleg egy partra merőleges irányt képvisel, az egykori tenger nyugati irányban helyezkedett el. A szerkesztés során a poszt-tektonikus normál vetők torzításait korrigáltam, azaz a normál vetők miatt nyilvánvalóan csonkított paraszekvenciák méretét megnöveltem. A szelvény középső részén lévő völgy a Pitypalatty-völgyet (Parasznya vidéke) jelképezi.

A szelvény alapján megállapítható, hogy a II. széntelep nyugati irányban elvékonyodik és eltűnik, továbbá az I. széntelep alján jelentkező homoktestek Parasznyán túl már szintén nem jelennek meg. A fúrási dokumentációkban fellelhető Foraminifera vizsgálatok alapján, a legnyugatabbi fúrásokban (D–3, T–53, T–57, T–52) badeni üledékek jelennek meg a széntelepes rétegsor felett. E badeni üledékekre és a széntelepes rétegsorra, Parasznyától nyugatra eróziósan szarmata vulkanit települ. A szelvény keleti szárnyán, a Pitypalatty-völgytől keletre, a széntelepes rétegsor teljes kifejlődésében, fedőrétegeivel együtt található meg, a badeni és szarmata üledékek ellenben hiányoznak. A szelvényen jelentős szintektonikus események nem nyomozhatók, tehát a rétegsor kialakításában a tengerjárás játszott domináns



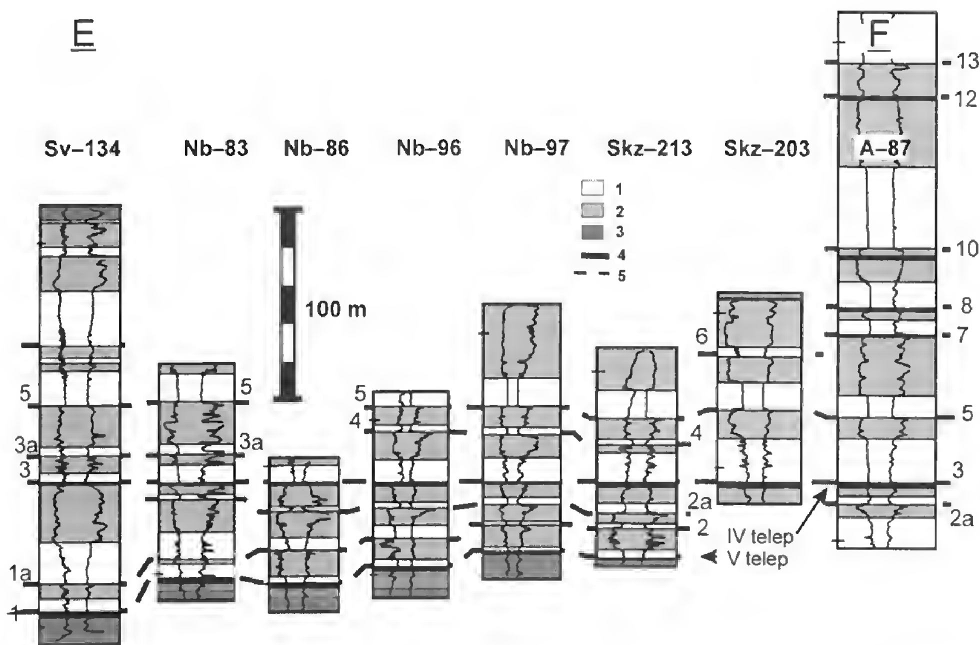
3. ábra. Földtani keresztszelvény az ABCD pontok mentén. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi aleurolit, 2. Homok, 3. Lagúna üledék, 4. Fedő képződmény, 5. Szén, 6. Paraszekvencia határ

Fig. 3 Geological cross section along the ABCD points. Legend: 1 Sub-littoral silt, 2 Littoral sand, 3 Laguna sediment, 4 Overlying sediment, 5 Coal, 6 Parasequence boundary

szerepet, míg mind az üledékbehordást, mind a süllyedést egyenletesség jellemezte. Ez a jelleg, tehát a szin-tektonikus események hiánya, az egyenletes üledék behordás és aljzatsüllyedés fontos jellemzője a Kelet-borsodi-medencének. Ezt igazolják a többi, itt nem közölt szelvények mentén elvégzett kiértékelések is, továbbá a korábbi kutatók megfigyelései, miszerint a széntelepek közötti vertikális távolságok csupán kis mértékű, graduális változást mutatnak horizontális irányban (SCHRÉTER 1929, JASKÓ 1959, JUHÁSZ 1961).

Az EF szelvény (*4. ábra*) a Kelet-borsodi-medence nyugati részét jellemzi, és irányultsága a partra merőleges, az egykori tenger nyugati irányban helyezkedett el. A legnyugatabbi fúrás, a Sv–134 a Darnó-vonal közvetlen közelében, de még attól keletre található. A szelvényen két fontos tulajdonságot fedezhetünk fel, egyrészt az V. telep megvastagodását, másrészt a IV. és V. telep közti réteg szakasz növekedését, mindkettőt nyugati irányban. E két jellemzőt azonban már a Darnó-öv hatásaként könyvelhetjük el, tehát az V. telep képződésétől a negyedik telep képződéséig nagyobb mértékű volt az aljzatsüllyedés nyugat felé, a Nb–97-es fúrás tájáig, mint az ezen a térrészen túl elhelyezkedő keleti medencében. A IV. telep vastagságában is eltérés tapasztalható a két terület között, mivel a keleti medencén belül az jóval vastagabb.

Sajnos a későbbi eróziónak köszönhetően a széntelepes összlet fiatalabb rétegeire vonatkozóan már semmi biztos nem állítható. Ezen a szelvényen a poszttektonikai



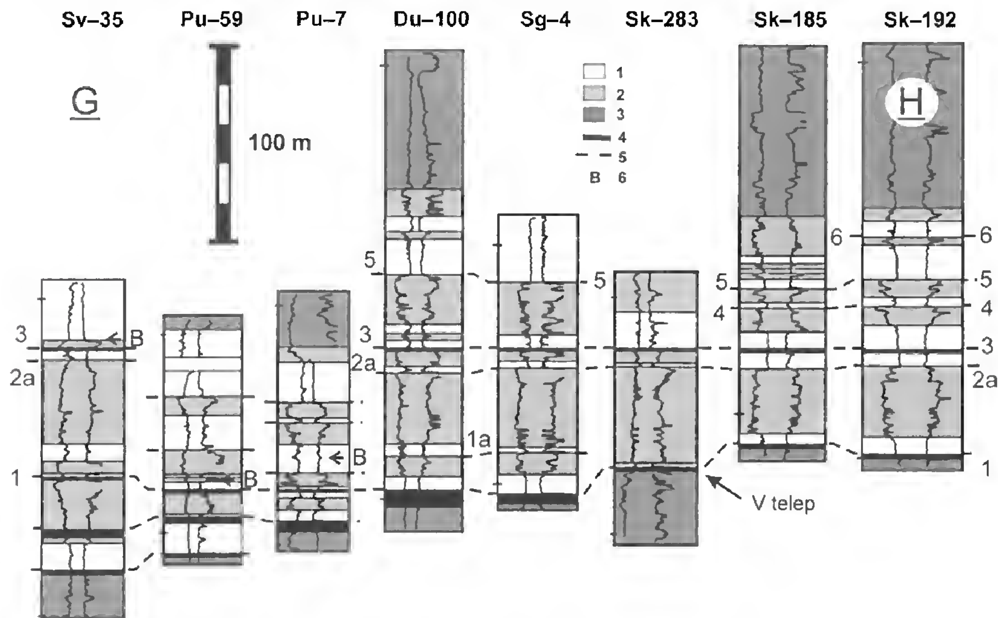
4. ábra. Lyukgeofizikai görbék kiértékelése az EF szakasz mentén. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi aleurolit, 2. Homok, 3. Fedő képződmény, 4. Szén, 5. Paraszekvencia határ

Fig. 4 Assessment of well logs along the EF path. Legend: 1 Sub-littoral silt, 2 Littoral sand, 3 Overlying sediment, 4 Coal, 5 Parasequence boundary

események zavaró hatása is megfigyelhető, például a 4. paraszekvencia méretének csökkenését az Skz–213-as fúrásban feltételezhetően normál vető okozza (nem sikerült a magvétel a vetővel vélhetően érintett szakaszon).

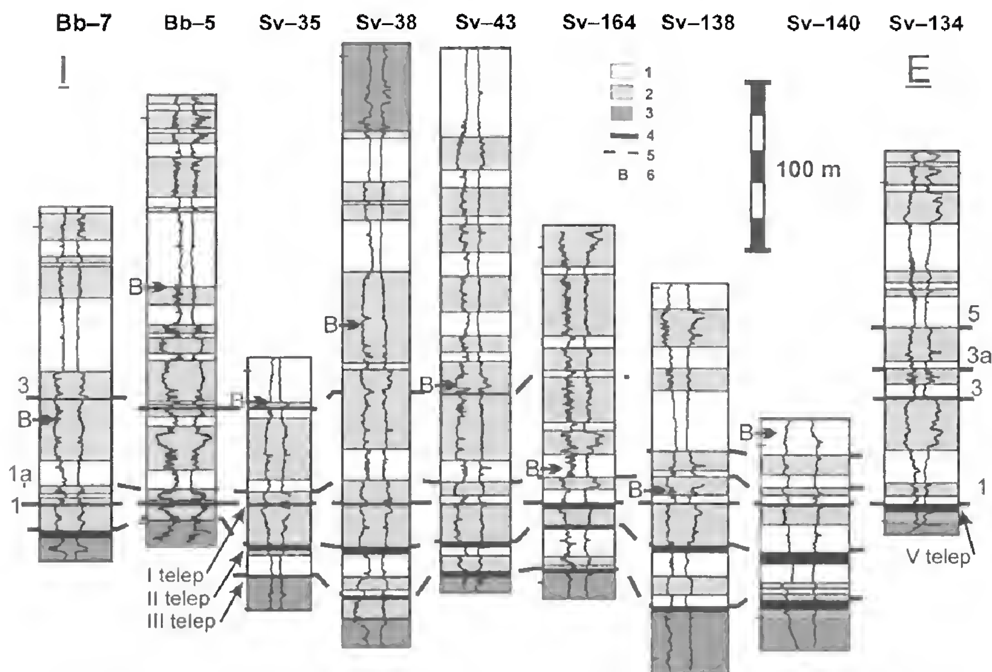
Az GH szelvény (5. *ábra*) már a két eltérő kifejlődésű medencerész közötti átmenetet ábrázolja. A szelvény irányultsága a parttal szöget bezáró (kb. 30–40°), úgy hogy a part íves lefutású volt, és így a legnyugatabbi fúrás ismét közelíti a partot, azaz a tenger legmélyebb pontját a Pu–59-es fúrás jelzi. A két medence határát a miocén rétegek alapján a Pu–7-es és a Du–100-as fúrás között lehet meghúzni, holott a Darnó-vonal a Sg–4-es és a Sk–283-as fúrás között van. Ezen a szelvényen is megfigyelhető az V. telep megvastagodása és a IV. és V. telep közötti réteg szakasz kivastagodása, továbbá IV. telep elvékonyodása nyugati irányban. A szelvényen jól megfigyelhető a nyugat-borsodi széntelepek szétseprűződése a kelet-borsodi legalsó, V. telepből. Nagyon érdekes, hogy a badeni üledékek mennyire közel települnek vertikálisan a nyugat-borsodi széntelepekhez. A fúrási jegyzőkönyvek szerint a Pu–7-es és a Pu–59-es fúrásban alig 10 méterrel találhatók a badeni üledékek a felső széntelep fölött, s így a IV. telep nem is található meg ezekben a fúrásokban, még ha az azokon túl lemélyített Sv–35-ös fúrás, ha egy vékony széncsíkként is, de tartalmazza azt.

Az IE szelvény (6. *ábra*) a korábbiakban ismertetett EF szelvény nyugat-borsodi meghosszabbításának tekinthető, melyben a kelet-borsodi Sv–134 fúrás is feltüntetésre került. Ha eltekintünk ez utóbbi fúrástól a szelvény irányultsága közel parttal párhuzamos, bár a nyugati vége belemetsz az íves lefutású partba. Megfigyelhető, hogy ezen a szelvényen a két medencerész közötti átmenet markánsabb, mint az



5. ábra. Lyukgeofizikai görbék kiértékelése az GH szakasz mentén. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi aleurit, 2. Homok, 3. Fedő képződmény, 4. Szén, 5. Paraszekvencia határ, 6. Badeni határ

Fig. 5 Assessment of well logs along the GH path. Legend: 1 Sub-littoral silt, 2 Littoral sand, 3 Overlying sediment, 4 Coal, 5 Parasequence boundary, 6 Boundary of Badenien



6. ábra. Lyukgeofizikai görbék kiértékelése az IE szakasz mentén. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi aleurolit, 2. Homok, 3. Fedő képződmény, 4. Szén, 5. Paraszekvencia határ, 6. Badeni határ

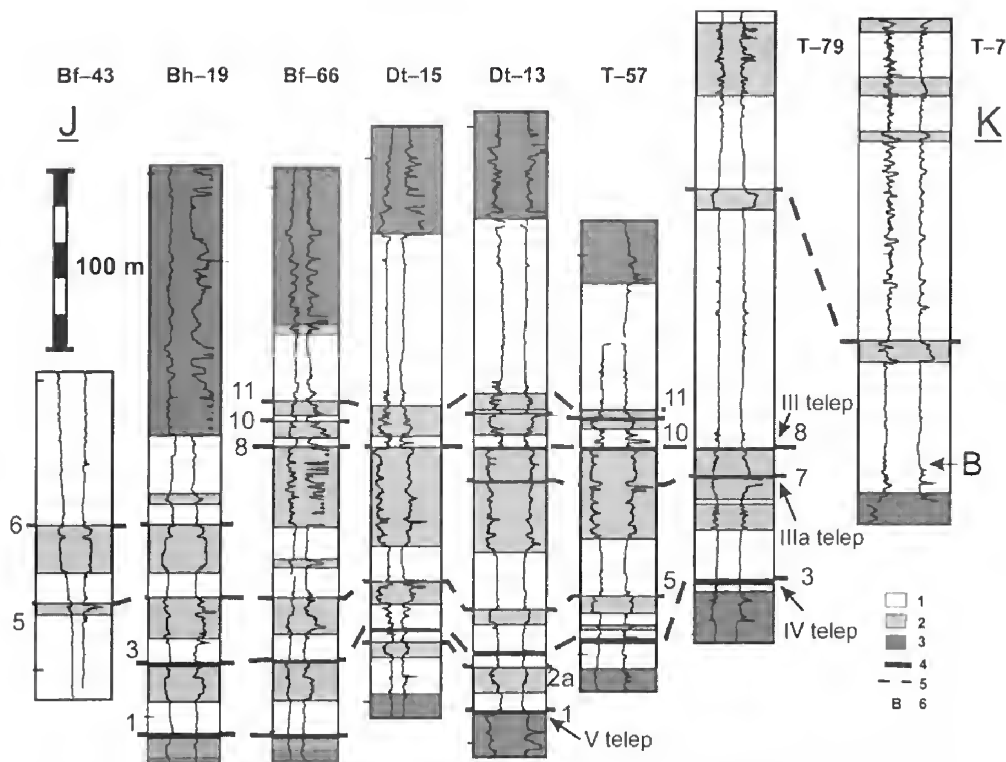
Fig. 6 Assessment of well logs along the IE path. Legend: 1 Sub-littoral silt, 2 Littoral sand, 3 Overlying sediment, 4 Coal, 5 Parasequence boundary, 6 Boundary of Badenien

előzőn, mivel a három széntelepes összlet (Sv–140 fúrás) közvetlen a keleti típusú kifejlődés (Sv–134) mellett található. Megállapítható, hogy a Bb–7-es fúrás eléggé hasonlít a Sv–35-ösre, továbbá a paraszekvenciák mérete fúrásonként erősen ingadozik a szelvényben, s ugyanez elmondható a fúrási dokumentációkban közölt badeni határra is.

Az JK szelvény (*7. ábra*) az utolsó itt bemutatásra kerülő szelvény, mely a Tardonai-medencét keresztezi É–D-i irányban. A szelvény irányultsága parttal közel párhuzamos. A szelvény jellegzetessége a III. telep kimaradása a szelvény északi és déli szélének irányában, ez utóbbi irányban úgy, hogy tekintélyes vastagsággal jelennek meg tengeri alsó-badeni rétegek Örvénykő szomszédságában. A T–78 és T–69 tardonai fúrások badeni mikrofaunáját KORECZNÉ LAKY Ilona írta le részletesen (KORECZNÉ 1985). Alsó-badeni üledékek hasonló vastagságban az Upponyi-hegységen túl a Nyugat-borsodi-medencében fejlődtek ki e területrészhez legközelebb.

A Darnó-öv hatása a széntelepes összletre

A Darnó-öv mentén a széntelepes összlet kifejlődésben graduális változásokat észleltek a korábbi kutatók, ezek egyike az V. széntelep szétseprűződése, az V. és IV. telep közötti meddő réteg megvastagodása, és a IV. telep elvékonyodása nyugati irányban.



7. ábra. Lyukgeofizikai görbék kiértékelése az JK szakasz mentén. Jelmagyarázat: 1. Nyíltvízi aleurolit, 2. Homok, 3. Fedő képződmény, 4. Szén, 5. Paraszekvencia határ, 6. Badeni határ

Fig. 7 Assessment of well logs along the JK path. Legend: 1 Sub-littoral silt, 2 Littoral sand, 3 Overlying sediment, 4 Coal, 5 Parasequence boundary, 6 Boundary of Badenien

A kutatások során szerkezeti elemet nem tártak fel a széntelepes összletben közvetlenül a Darnó-vonal fölött, annak folytatásában.

A nagyfelbontású szekvencia sztratigráfiai vizsgálatok megerősítik a korábbi eredményeket a graduális változásokkal kapcsolatban.

Eredmények

A szelvények mentén elvégzett nagyfelbontású szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok alapján a következő megállapítások tehetők a széntelepes összletben a Darnó-öv mentén megfigyelhető változásokról:

– A két medence határvonala a Sajó két partján eltérő. A Sajó jobb partján (a Sajótól délre) a határvonal éles és a Darnó-vonal mentén helyezkedik el. Ellenben a Sajó bal partján (a Sajótól északra) a határvonal graduális és a Darnó-vonaltól nyugatra helyezkedik el, attól körülbelül 2 km-re.

– A Sajó jobb partján lévő felépítés utólagos oldalirányú tektonikai mozgás eredményeként értékelhető, míg a Sajó bal partján lévő átmeneti szakasz szinszediment tektonikai jelleget képvisel, miszerint e zóna mentén volt a két medence csuklópontja.

– A Kelet-borsodi-medencének a széntelepes összlet lerakódásakor nyugati irányban biztosan volt tengeri kapcsolata. Erre utal a kelet-borsodi V. telep szétseprűződése a nyugat-borsodi három széntelepbe, továbbá az 1-es és 3-as tengerelöntési felületek által határolt szakaszok között lévő nagyfokú hasonlóság az Sg–4, az Sv–35, a Bb–7, és kisebb mértékben a Sv–134 fúrásokban.

– A Darnó-övben és a Tardonai-medencében a széntelepek kiszorulása együtt jár a badeni üledékek térhódításával. A Darnó-övben a két medencerész közötti határvonalon süllyed a legmélyebbre a badeni határ, ahol az 1-es paraszekvenciát közelíti.

Köszönetnyilvánítás

Doktori tanulmányaim alatt nyújtott segítségéért köszönettel tartozom témavezetőmnek SZTANÓ Orsolyának.

Irodalom – References

BOHNNÉ HAVAS M. 1985: A Kelet-borsodi medence ottnangi képződményeinek mollusca vizsgálata. – *Geologica Hungarica ser. Palaeont.* **48**, 99–177.

CROSS, T. A. 1988: Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. – In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, G. S. C., POSAMENTIER, H., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. (Eds): Sea-level changes – an integrated approach. *SEPM Special Publication* **42**, 371–380.

DUNRUD, R. 1998: Engineering Geology Applied to the Design and Operation of Underground Coal Mines. – *US Geological Survey Bull.* **2147**, 134 p.

FODOR, L., RADÓCZ, GY., SZTANÓ, O., KOROKNAY, B., CSONTOS, L. & HARANGI, SZ. 2005: Post-Conference Excursion: Tectonics, Sedimentation and Magmatism along the Darnó Zone. – *Geolines* **19**, 142–151.

HÁMOR G. 1985: A Nógrád-cserháti kutatási terület földtani viszonyai. – *Geologica Hungarica ser. Geol.* **22**, 305 p.

JASKÓ S. 1958: Lyukóbánya és Pereces környékének bányaföldtani leírása. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1956**. *évről* 97–102.

JASKÓ S. 1989: A Darnó-vonal környékének felső-miocén tektonikája. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1987**.évről 395–409.

JUHÁSZ A. 1961: A borsodi szénmedence keleti részének földtani ismertetése. – *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **1961/9**, 619–631.

JUHÁSZ A. 1965: A Kelet-borsodi helvéti barnakőszéntelepek szénkőzettani vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **95/1**, 71–78.

JUHÁSZ A. 1970: A Borsodi-medence keleti részén a helvéti barnakőszéntelepek szénkőzettani, településtani vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **100/3**, 293–306.

JUHÁSZ A. 1987: Bányatelepítési lehetőség Dubicsányban. – *Földtani Kutatás* **30/4**, 17–26.

JUHÁSZ A. 1988: A Nyugat-borsodi medence kőszéntelepei képződésének körülményei a lápövekben. – *Földtani Közlöny* **118/2**, 125–145.

KORECZNÉ LAKY I. 1985: A Kelet-borsodi medence ottnangi képződményeinek Foraminifera vizsgálata. – *Geologica Hungarica ser. Palaeont.* **48**, 178–219.

PÜSPÖKI Z. 2001: Szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok a Kelet-borsodi-medence déli részén (Tardonai dombság). – *Földtani Közlöny* **131/3–4**, 361–385.

RADÓCZ GY. 1974: Zostera–Bryozoa–Spirorbis biocönózis a borsodi miocénből. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1972**. *évről* 55–63.

RADÓCZ GY. 1987: Újabb Rzehakiás (Oncophorás) rétegek a Nyugat-borsodi medence kőszénösszletéből – Kézirat, MÁFI, 5 p.

RADÓCZ GY. 1993: A borsodi kőszénláprekonstrukciós vizsgálatok 1987–1993 között végzett eredményeinek összefoglaló értékelése – Kézirat, MÁFI, 55 p.

SCHRÉTER Z. 1929: A Borsod-Hevesi szén és lignitterületek bányaföldtani leírása. – MÁFI kiadvány, Budapest, 386 p.
SZTANÓ O. 1998: Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: I. Alapelvek. – *Földtani Közlöny* **128**, 437–453.
TEICHMÜLLER, M., STACH, E., TAYLOR, G. H., MACKOWSKY, M.-TH., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R. 1975: Coal Petrology. – Gebrüder Borntraeger, 428 p.
VADÁSZ E. 1929: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. – MÁFI kiadvány, Budapest, 68 p.
VAKARCS G. & TARI G. 1993: A szeizmikus és szekvencia sztratigráfia alapjai. – *Magyar Geofizika* **34**, 35–51.
VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. 1990: Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. – *AAPG Methods in Exploration Series* 7, 55 p.

Kézirat beérkezett: 2005. 01. 21.

Földtani Közlöny 136/1, 37–49. (2006) Budapest

New decapods from the Miocene of Hungary – with remarks about their environment

Új tízlábú rákok a magyar miocénből – környezeti következtetések

MÜLLER Pál Mihály[1]

(2 tábla)

Keywords: Miocene, Hungary, sedimentation, shallow marine environment, energy level, fossilization, Crustacea, Decapoda

Tárgyszavak: miocén, Magyarország, üledékképződés, sekélytengeri környezet, energia szint, fosszilizáció, Crustacea, Decapoda

Összefoglalás

A Budapest környéki, valamint az ausztriai és a lengyel középső-miocén (felső-badeni emelet) rétegek gazdag tízlábú rák faunát tartalmaznak. Köztük sok a sekély vízben, mobil aljzaton élt faj. Ezek megmaradása, a vázak törékeny volta miatt, csak energiaszegény környezetben volt lehetséges. Ez arra utal, hogy a késő badeni tenger, bár közel óceáni sótartalmú volt, a nyílt tengerekkel már csak szűk kapcsolatban lévő, keskeny tengerágakból állhatott, ahol az árapály és a hullámzás hatása már csekély volt.

Ez a közlemény 9 új tízlábú alakot ismertet, melyek közül hatot lehetett fajszinten leírni. Az ismertetett példányok a Magyar Természettudományi Múzeum Föld- és Őslénytárának gyűjteményében találhatók, a fajok leírásánál megadott leltári számon. Zárójelben a saját leltári szám szerepel, amely a pontos lelőhelyre utal.

Bevezetés

A Budapest környéki felső-badeni alemelet gazdag tízlábú rák faunát tartalmaz. LŐRENTHEY (összefoglalva LŐRENTHEY & BEURLEN 1929) úttörő munkái nyomán vizsgáltam a főváros környékén gyűjtött anyagokat. Az anyag zömét ismertető monográfia (MÜLLER 1984) megírása óta (újabb gyűjtés és a régi anyag preparálása révén) még számos új alak került elő.

A badeni környezetek, következésképpen a faunatípusok két nagy csoportra oszthatók: a kötött (korall-szőnyeg és -zátony, valamint sztromatolit-jellegű aljzaton, LELKES & MÜLLER 1984), valamint a mobil (jelen esetben homok) aljzaton élő együttesekre. A tanulmányozáskor főleg a zátonykörnyezetek gazdag anyagának begyűjtésére törekedtem. Ennek ellenére a mobil eredetű rétegeket is vizsgáltam, így ilyen aljzaton élt alakok is nagy számban kerültek elő. Ennek a közleménynek célja a magyarországi (Budapest környéki) badeni lelőhelyek (főleg nem zátonykörnyezetből származó) újabb leleteinek, valamint a faunából levonható környezeti következtetéseknek az ismertetése.

A gazdag anyagot szolgáltató kőzet a mindig nagy karbonáttartalmú Rákosi Mészkő Formáció. Kora valószínűleg kizárólag késő-badeni, mintegy 14,5–13,5 millió év.

[1]Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest Stefánia út 14.

A képződmények partközeli, sekélytengeri eredetűek, a legnagyobb vízmélységet 30–35 méterre becsülhetjük.

Ősföldrajzi, környezeti következtetések

A mai Magyarországon és környékén, a Középső-Paratethys területén az egykori, késő-badeni, tagolt beltengeri környezet kis energiája miatt gyakran kedvezett a sekélyvízi rákok fosszilizálódásának. A viszonylag elszórt, s rétegtanilag sokszor nem pontosan értékelhető fúrási adatok, valamint a középső-miocén utáni jelentős lepusztulás miatt a pontos ősföldrajzi helyzet nem ismert. Ezzel szemben, összehasonlítva a kárpáti (az alsó-miocén felső része) és az alsó-badeni üledékeket a felső-badeniekkel, nagyon feltűnő különbségeket látunk, amelyek elsősorban az energiaviszonyok változását látszanak tükrözni.

A kárpáti emelet felső részébe tartozó Fóti Formáció Budapest környékén számos helyről ismeretes. Ez jól osztályozott, durva szemű kavicsos mészkő, meszes konglomerátum. Feltűnő, hogy törékeny vázak, így tízlábú rák maradványok alig akadnak benne, míg például az ellenálló vázú *Balanidae* fajok gyakoriak.

A Budapest környéki felső-badeni sekélytengeri üledékek (Rákosi Formáció) ezzel éles ellentétben legtöbbször finomszemű, homokos mészkövek, s jellemzőjük a rossz osztályozottság. Feltűnő a kicsiny, könnyű és törékeny tízlábú rák maradványok gyakorisága egyes rétegekben.

Az alsó-badeni üledékekről viszonylag kevés adat van a környékről, valószínűleg a mai Budapest vidéke ezek lerakódásakor szárazföld volt. Távolabbi (pl. Nógrád megyei) lelőhelyek azt sejtetik, hogy az energiaviszonyok szempontjából a kárpáti és késő-badeni között átmeneti jellegű lehetett a környezet.

Mintegy 60 rövidfarkú (*Brachyura*) és 18 *Anomura* rákfaj jelenlétét lehetett korábban igazolni a sekélyvízi mobil aljzaton keletkezett felső-badeni rétegekből (Müller 1984, 1996, 1998a). Ehhez járul az itt leírt 9 *Brachyura* faj (amiből 6 alakot lehetett fajszinten jellemezni). Ezek legnagyobb része Budapest környékéről való, részben azért, mert itt történt a gyűjtés zöme, de Ausztriából, Lengyelországból s Magyarország más területeiről is hasonló anyag került elő (Bachmayer 1953, Förster 1979, Müller 1996, 2004). Ugyanakkor biztosan alsó-badeni sekélyvízi, nem zátony-eredetű rétegekből csak két *Brachyura* fajt ismerünk, ezek: *Calappa praelata* Lőrenthey, és *Portunus monspelliensis* Milne-Edwards, nagyméretű alakok, s az elsőként említett faj carapaxa feltűnően vastag, ellenálló.

A felső-badeni képződmények ősmaradvány-anyaga, így a rákfaunák összetétele a litológiától erősen függ. A rákfajok többsége így egy-egy adott környezetre jellemzőnek tekinthető. Ebből az következik, hogy jelentős vízszintes szállítás (legalábbis a meghatározható, ép carapaxok, ollók átszállítása egyik környezetből a másikba) ritka esemény lehetett. Ez részben az általános energiaszint (hullám és árapály) alacsony voltát, de legalább ugyanilyen mértékben a rákmaradványok törékeny, érzékeny voltát jelzi (Müller 2004). Mindez arra utal, hogy a sekélytengeri üledékekben a rákmaradványok előfordulása, mennyisége fontos tafonómiai indikátor szerepet kaphat. Ezt a következtetést megerősíti az utóbbi időben gyűjtött s ebben a közleményben ismertetett alakok sora is.

A korallzátonyok, foltzátonyok, korallszőnyegek rákfaunája különleges, erősen eltér a mobil aljzaton lerakódott üledékekétől (MÜLLER 2004). Az eltérést természetesen nem csak az élőhely erősen eltérő volta (aljzat, táplálék, beásási lehetőség, búvóhelyek jelenléte és még sok más tényező különbözik) okozza, hanem a megtartás nagyobb valószínűsége miatt a törékenyebb vázú fajoknak is nagyobb a zátonyon a betemetődési esélyük.

Az energiaviszonyok fent ismertetett változása a kora-miocén és a késő-badeni között jól magyarázható a badeni korszak idején lejátszódott intenzív tektonikus mozgások (ún. újstájer vagy lajtai tektonikus fázis) és a nagyméretű andezites vulkanizmus (pl. a klasszikus értelemben vett Pilis, Börzsöny, Mátra) hatásával. Ilymódon a korábban összefüggő, nagyobb tengermedencék részekre, néhány tíz kilométeres tengerágakra darabolódtak. Egyúttal, a fokozódó elzártság és kis méretek miatt az árapály jelentéktelenné vált. Természetesen egy adott partközeli szakaszon az energiaviszonyokat számos tényező (pl. éghajlat, uralkodó szélirány) szabályozza. Ennek ellenére a vázolt jelenségek elterjedt volta (Deutsch-Altenburg (BACHMAYER 1953), Balatonakali, alföldi fúrások budapestihez hasonló anyagai, MÜLLER 1984, részben nem közölt anyag) inkább az ősföldrajzi változások valószínűségét bizonyítja.

A fokozódó feldaraboltság ellenére a felső-badeni üledékek jórésze közel óceáni sótartalmú vízből rakódhatott le, kivéve a szarmatával határos, magasabb szinteket, valamint egyes, többé-kevésbé elzárt lagúnák üledékeit. Ezt a fauna és a flóra, elsősorban a korallok, Pectinidae-fajok, vörösalgák bizonyítják. A vízcserét biztosító kapcsolat nyilvánvalóan az akkor már létező Földközi-tenger felé volt.

Abstract

The Middle Miocene upper Badenian yielded a rich decapod fauna from Hungary, near to Budapest, from Austria and Poland.

In this fauna shallow water forms dominate, many of which lived on mobile substrates. Due to the fragility of most decapod shells their fossilisation was only possible in low energy environments.

This suggests that the late Badenian sea, although it had an almost oceanic salinity, consisted of quite narrow channel-like water bodies where the effects of tidal movements and wave action could be very low.

This publication includes the description of nine new decapods, of which six could be determined to species level.

Introduction

The upper Badenian (Middle Miocene) marine layers of the Budapest area yield a rich decapod crustacean fauna. Following the pioneer work of LŐRENTHEY (in LŐRENTHEY & BEURLEN 1929) a rich fauna has been collected near the capital of Hungary. The bulk of this material has been described (MÜLLER 1984), but new species were recognised since through new collections and by cleaning up material collected earlier.

The Badenian environments as well as their faunas may be divided into two important groups, namely those of solid grounds (reefs, coral carpets, stromatolites) and those of mobile (mainly sandy) substrates. Earlier studies focussed on the rich faunas of coral associations. Material of mobile substrates also has been collected, that also resulted in a good crop. The aim of the present paper is to describe several

new decapods from mostly non-reefal localities from the surroundings of Budapest, as well as to present some ecological and environmental inferences from these faunas.

Palaeogeographical and ecological conclusions

In the late Badenian (Middle Miocene) the Central Paratethys sea was a system of very dissected, narrow inland seas or bays. The low level of energy (low waves, practically no tidal movements) was favourable for the fossilisation of autochtonous shallow water fragile decapod crustaceans. Details of the palaeogeographic situation is mostly unknown because of the sparse drilling data, few outcrops and a significant post-Badenian erosion. Marked differences may be detected, however, if one compares the Karpatian (upper part of the Lower Miocene) and the succeeding late Badenian shallow water sediments of the region. These differences probably reflect changes in energy conditions, caused by regional tectonics and volcanism.

The Fót Formation (upper Karpatian) from the uppermost part of the lower Miocene, is known from several localities near Budapest. It is a generally well sorted, coarse pebbly sandstone or calcareous conglomerate. Crab remnants are extremely rare in this formation, while e.g. balanids are frequent.

In contrast, the upper Badenian (Middle Miocene) sediments in the same region are mostly ill sorted fine to medium grained sandy limestones (Rákos Formation). In some of these layers small, light and fragile decapod remnants occur quite frequently.

Lower Badenian sediments are absent from the close vicinity of Budapest, most probably this region was a dryland by the early Badenian. Further North, especially in Nógrád county, deposits point to an environment transitional between the Karpatian and late Badenian for the early Badenian times.

About 60 brachyuran and 18 anomuran species has been identified from shallow water upper Badenian sediments of mobile substrates (MÜLLER 1984, 1996, 1998a). The bulk of these have been collected in the Budapest area, but very similar faunas were found in other parts of Hungary, Austria and Poland (MÜLLER 1984, 1996). From similar lower Badenian sediments, however, only two brachyuran species, *Calappa praelata* LŐRENTHEY and *Portunus monspelliensis* MILNE-EDWARDS have been identified. These are relatively large species, the first mentioned one has a rather thick-walled carapace.

The faunas of the sediments, especially the decapod faunas, show a strong correlation with the lithology of the host rock, indicating that significant horizontal transport of the shells, (at least of the entire, determinable ones) occurred only exceptionally. This was partly due to the generally low energy level (waves and tidal energy). It also points to the fragile nature of the crab shells (MÜLLER 2004). Thus the presence and quantity of crab remnants in a facies may be regarded as sensitive taphonomical indicators. Using faunal lists from earlier publications, even actually inaccessible formations may be evaluated this way.

Decapod faunas of coral reefs, patch reefs and coral carpets are very specific and differ markedly from those of mobile substrates; generally these two rock types do

not yield any identical forms (MÜLLER 2004). This is primarily due to the highly different biotopes (e.g. substrate, food, possibility of burrowing, presence of hiding places, crevices). The much higher probability of preservation of small, fragile forms in coral environments also results in characterisic associations.

The change in conditions of sedimentation between the Karpatian and the upper Badenian may be easily explained by intensive tectonic activities (the so called New Styrian or Leitha phase) and by widespread andesitic volcanism (e.g. Börzsöny, Mátra Mts) during a part of the Badenian in this region. This cut the formerly interconnected, larger basins into pieces, mostly into channel-like branches of some to some ten kilometres width. By the increasing cut-off the tidal activity became negligeable. This caused a significant drop in the energy level. Upper Badenian sediments indicating such a low energy level are widespread in Hungary (Budapest, Balatonakali, MÜLLER 1984) and in neighbouring parts of Austria (e.g. Deutsch-Altenburg, BACHMAYER 1953). This observation may be regarded as a proof for more general palaeogeographic rather than local changes.

The bulk of the upper Badenian sediments was deposited in waters of a salinity close to the oceanic one, except for the uppermost layers near to the Sarmatian and for those deposited in (more or less closed) lagoons. This is documented for instance by the presence of hermatypic corals, a variety of pectinids and red algae. A connection to the already existing Mediterranean sea remained open, and ensured an exchange of water.

Taxonomy

For a detailed description of localities see: MÜLLER 1984, and KÓKAY et al. 1984. In 2000, a new construction pit has been deepened in the area, at the square Örs vezér tere, for the "Árkád" supermarket. This yielded also a rich decapod fauna, originating from an about 2 to 4 m thick sandy limestone overlying a soft sandstone layer of unknown thickness occuring in the bottom of the pit. This sandstone also yielded decapods (indicated with MOFH). The limestone consisted of three uneven layers yielding different faunas, from bottom upwards: one with frequent *Xantho* remnants (MOX), a central one with *Tellina* shells (MOT), and the uppermost one with frequent *Liocarcinus* remnants (MOLI). The sequence ended with Quaternary sandy deposits.

The studied specimens are deposited in the Hungarian Natural History Museum, department of Earth Sciences and Palaeontology. The inventory numbers are given with the description. In brackets, the original number of the author's collection are given.

Family **Dorippidae** WHITE, 1847
Subfamilia **Dorippinae** WHITE, 1847

Dorippe ornatissima n. sp. Pl. I, fig. 1.

Holotype: 2005.95.1, (MOLI 5.1), Budapest, Örs vezér tere, pit of the new supermarket ("Árkád") built in the year 2000. Layer with *Liocarcinus*.

?(MEG-20.1), fragmentary specimen: Egyesült Gyógyszergyár (EGIS, earlier Wander, Budapest, Keresztúri street 30–38).

The carapace is wide trapezoid in outline. It is extremely strongly ornamented. Ranging into a given, recently accepted genus of the family Dorippidae would be difficult, as these genera are almost exclusively based on limb morphology (see e. g. MANNING & HOLTHUIS 1986). The lateral margins, unfortunately, are not preserved. The branchial region is covered by a set of tubercles, the size of these vary greatly. These are the smallest near the lateral and posterior margins, while fuse into a bigger elevation near to the angle between the cardiac and gastric regions. The cardiac region is similarly ornamented, bearing the highest elevation at about its central part. The hepatic region also bears smaller and bigger tubercles. One fragmentary specimen, much smaller, is smoother, possibly belongs to another species.

It may be stated, however, that the form is not identical with any fossil dorippid described so far. *"Dorippe" fankhauseri* STUDER 1892 (see BACHMAYER & RUTSCH 1962) has a much smoother carapace, similarly to *"Dorippe" judicis* GRIPP 1964 or to *"Dorippe" carpathica* FÖRSTER (cf. MÜLLER 1996), which two last mentioned may in fact belong to the Ethusinae. *Titanodorippe eocaenica* BLOW & MANNING 1996, is described only by its chela, but an identity might be ruled out due to the high distance in geological age. *Eodorippe spedeni* GLAESSNER 1980, is both morphologically and in age very distant from *Dorippe ornatissima* n. sp. *Dorippe (Medorippe) margaretha* LŐRENTHEY 1929 (in LŐRENTHEY & BEURLEN 1929, cf. MÜLLER 1984, pl. 34 also) from the same age and region than the new form, has a much smoother carapace. The same is valid for Neogene forms, *Dorippe frascone* (HERBST), *Dorippe? tuberculata* MORRIS & COLLINS (MORRIS & COLLINS 1991: plate 5., Fig. 1), *Medorippe tanabei* KARASAWA 2000 and *Nobilum wenchi* HU & TAO 1996.

Compared with extant forms, the carapace form of *Dorippe ornatissima* n. sp. seems to be quite close to that of *Medorippe lanata* (*Linnaeus*) (cf. MANNING & HOLTHUIS 1981, p. 33) but the similarity fails in the decoration of the carapace surface. Most other dorippid forms are even more different (see also e.g. SERÈNE, & ROMIMOHTARTO 1969).

Derivatio nominis: strongly ornamented (Lat.).

Subfamilia **Ethusinae** GUINOT, 1977

Genus *Ethusa* ROUX 1830

Ethusa octospinosa n. sp. Pl. I, figs. 2, 3

Holotype: 2005.96.1, (MOLI-4), Budapest, Örs vezér tere, (pit of "Árkád" supermarket, built in year 2000), limestone with *Liocarcinus* and cardiids

Paratype: 2005.97.1, (MOE-41), Örs vezér tere, pit of "Sugár" supermarket

The small carapace is elongate, about 1.2 times longer than wide. The lateral margins are slightly concave. The fronto-orbital margin is strongly arched. The surface of the carapace is quite smooth, the regions are delimited by moderately deep furrows. The frontal and extraorbital teeth are well developed. The inner orbital angle is also protruding, tooth-like.

This species is quite similar to the extant widespread (also Mediterranean) form *Ethusa mascarone* (HERBST) in its surface and proportions. The lateral margins of the recent species however are almost straight and its frontal margin is less arched and

less protruding. The Indo-west Pacific *Ethusa quadrata* SAKAI (see SAKAI 1976) has a similarly arched front, but its frontal spines are longer. The well developed inner orbital angle well differentiates the new species from extant forms (cf. also CHEN 1993).

The Pliocene *Ethusa chibai* KARASAWA 1993 from Japan has a carapace much more convergent anteriorly. Its outer orbital angle is much bigger than that of the Hungarian specimen.

Derivatio nominis: together with the tooth-like inner orbital margin, there are eight spine-like features on the fronto-orbital margin.

Family **Majidae** SAMOUELLE 1819
Pugettia? n. sp. Pl. I, fig. 4.

1 carapace, 2005.98.1, (MEG-14), "Wander" Pharmaceutical Factory (EGIS, Budapest, Keresztúri street 30–38).

The carapace is elongate, with curved anterolateral margins which are almost straight. It is convex, strongly adorned. The frontal parts are missing. The postero-lateral margins are almost straight, the posterior one quite short. Almost all regions bear spine like features, which, however, are mostly broken off.

Majidae ind. sp. 2. Pl. I, fig. 5.

Frontal part of a carapace, 2005.99.1, (MOTU-2), Örs vezér tere, pit of "Sugár" supermarket, limestone with tuffite

The small fragment, typical for a majid, is different from that part of all known Badenian majids, having two, strongly diverging short frontal spines which are curved outward. Some *Maja, Leptomithrax, Chlorinoides,* even *Micippa* species have comparable fronts, without a possibility for a closer identification. The Badenian *Maja biaensis* LŐRENTHEY has narrower and less diverging spines.

Family **Pinnotheridae** DE HAAN 1833
Subfamily: **Asthenognathinae** STIMPSON 1858

Members of the subfamily, in fossil state, may not be easily differentiated from some similar forms, especially from Hexapodidae, as generally only the carapaces are preserved. But SCHWEITZER & FELDMANN (2001) gave clues for distingushing these, based on carapax morphology.

Genus: *Asthenognathus* STIMPSON 1858
Asthenognathus rakosensis n. sp. Pl. I, fig. 6.

Holotype: 2005.100.1, (MRF-15), Rákos, railway cut, 5 m thick sandstone layer ("main sandstone", cf. MÜLLER 1984).

The carapace is hexagonal in outline, the lateral margins strongly converge anteriorly, and, probably posteriorly as well, but this part of the specimen is incomplete. The lateral margin is slightly blunt, having a rounded edge. The width of the carapace is about 1.2 times greater than its length. The lateral angle is rounded, placed on the anterior half of the carapace. The carapace is moderately

convex in both directions, its surface is quite smooth. The front is slightly undulate, bifide. The external orbital angle is slightly angular.

In the outline of the carapace, this new form is quite similar to the extant *Asthenognathus atlanticus* Monod 1933, they seem to be close relatives of each other. The slightly angular external orbital angle in *A. rakosensis* is, however, more rounded at *A.atlanticus*.

Derivatio nominis: from the type locality, Rákos.

Genus: *Tritodynamia* ORTMANN 1894
Tritodynamia miocaenica n. sp. Pl. II, figs. 1, 2, 3.

Material: holotype, carapace, 2005.101.1, (MRW-1), Budapest, main sand layer between Rákos railway cut and EGIS ("Wander") Pharmaceutical Factory (Budapest, Keresztúri street 30–38).

Paratype, carapace: 2005.102.1, (MOFH11), Budapest, Örs vezér tere, "Árkád" supermarket built in year 2000, main sand layer.

The carapace is trapezoid in outline, about one and a half times as wide as long, with a curved angle between the lateral and frontal margins. The surface is smooth, slightly convex longitudinally, almost straight laterally. The lateral margin is ridged by a small, but striking ridge, rounded in cross section. The anterolateral angle is cut by a sharp, angular embayement. The length of the frontal margin is about one fourth of the carapace width. In frontal view it is concave. The orbits are wide, subtetragonal in outline.

The outline of the carapace of the new species is close to that of *T. rathbuni* SHEN, but the frontal margin is more tetragonal from an upper view in the fossil form. *T. horvathi* NOBILI, on the other hand, has a distinctly less wider carapace. The lateral margins of *T. japonica* ORTMANN are much more converging anteriorly, than that of the new form.

Some species of *Chasmocarcininae* show similar anterolateral angles to that of the new species, but their carapaces are much less wide.

Derivatio nominis: from the geological age, Miocene.

Family **Pilumnidae** ORTMANN 1893
Genus *Glabropilumnus* BALSS 1851
Glabropilumnus sp. Pl. II, fig. 4.

One carapace, 2005.103.1, (MOX-17), Budapest, Örs vezér tere, (pit of "Árkád" supermarket, built in year 2000), limestone with Xantho.

The elliptical carapace is quite poorly preserved. Possibly, it belongs to a new species.

Family Grapsidae DANA 1851
Genus Metopograpsus H. MILNE EDWARDS 1853
Metopograpsus badenis n. sp., Pl. II, figs. 5, ?6.

Holotype: 2005.104.1 (MRZ-21.1), Rákos, railroad cut, patch reef with Porites.

? fragment of a carapace, 2005.105.1, (MOX-19) (fig. 6). Budapest, Örs vezér tere, (pit of "Árkád" supermarket, built in year 2000), limestone with *Xantho*.

The carapace is rhomboidal, converging posteriorly. The frontal part is missing on the type, (another specimen, displaying a slightly curved front (MOX-19, fig. 5) may also belong to this species). The anterolateral margin is almost straight. The posterior margin has two deep embayements at its both ends, the central part is straight. The branchial regions are covered with unevenly positioned oblique transverse ridges, which are well developed near the margin, fading out interiorly.

The new species differs significantly from the only known other fossil, Lower Miocene, species of the genus, *M. traxleri* MÜLLER (MÜLLER 1998b, p. 274, pl. 1, fig. 8) which has regularly placed transversal ridges near its margins. The extant forms *M. messor* (FORSKÅL) and *M. thukuhar* (OWEN) are less densely covered with transversal ridges. The lateral margins of *M. latifrons* are much more convergent anteriorly, than those of the new species.

Remark: the species probably did not live on a mobile substrate, although one, poorly preserved specimen (MOX-19) was found in a layer of such an origin.

Derivatio nominis: from the stage Badenian.

Family **Palicidae** RATHBUN 1898
Genus *Palicus* PHILIPPI 1838
Palicus hungaricus n. sp. Pl. II, figs. 7, 8. 1984

Palicus sp. MÜLLER: 98, pl. 97 fig. 6.
?Palicus sp. MÜLLER: fig. 11F

Holotype: 2005.106.1, (MDN-16.1) (Diósd, layer with Liocarcinus), paratypes (fragments of posterior parts of carapace): 2005.107.1, (MOE-32.1,2), MOX-20 (Budapest, Örs vezér tere, construction pit of "Árkád" supermarket, layer with Xantho).

The carapace is subquadrate, slightly converging frontally. The anterolateral and frontal margins are slightly damaged but it is clear that the anterolateral margin is almost straight, bearing five subequal teeth. The frontal margin is bilobed, with a small median tooth. In these respects the form is clearly similar to the East Atlantic-Mediterranean species *P. caronii* (ROUX). The carapace surface is covered with tubercles on all regions. The most characteristic elevation is a curved transversal ridge covered with tubercles, running through the cardiac and branchial regions. This ridge, especially its median part, is clearly much higher than the similar feature on *P. caronii*.

Living Indo-west Pacific forms seem to be more apart from the new one. *P. amadaibai* SAKAI and *P. semipes* ALCOCK & ANDERSON have distinctly unequal anterio-lateral teeth. *P. hatusimaensis* SAKAI and *P. microfrons* SAKAI have subparallel, not converging anteriorly, anterolateral margins.

A fragment of a similar form has been found in the Miocene of Olérdola, Catalonia (MÜLLER 1993). Possibly, this belongs to the same species.

Derivatio nominis: from Hungary.

Irodalom – References

BACHMAYER, F. 1953: Die Dekapodenfauna des tortonischen Leithakalkes von Deutsch–Altenburg (Niederösterreich). – *Mitteilungen der Geologischen Gesesellschaft in Wien* **44**, 237–362.

BACHMAYER, F. & RUTSCH, R. F. 1962: Brachyurenfunde (Crustacea) aus der miozänen Meeresmolasse der Schweiz. – *Eclogae Geologicae Helvetiae* **55/2**, 675–688, pls. 1–3.

CHEN, H. L. 1993: Crustacea Decapoda: Dorippidae of New Caledonia, Indonesia and the Philippines. – In: CROSNIER, A. (Ed.): Résultats des Campagnes MUSORSTOM, Vol. 10. *Mém. Muséum nationale d'Histoire Naturelle* **156**, 315–345.

FÖRSTER, R. 1979: Decapod crustaceans from the Middle Miocene (Badenian) deposits of Southern Poland. – *Acta Geol. Pol.* **29/1**, 89–106, pls. 1–4

GLAESSNER, M. F. 1980: New Cretaceous and Tertiary crabs (Crusrtacea: Brachyura) from Australia and New Zealand. – *Trans. R. Soc. S. Aust.* **104/6**, 171–192.

KARASAWA, H. 1993: Cenozoic decapod Crustacea from Southwest Japan. – *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum* **20**, 1–92, pls. 1–24.

KARASAWA, H. 2000: Medorippe tanabei, a new species of Miocene dorippid crab (Crustacea: Decapoda: Brachyura) from the Katsuta Group, West Honshu, Japan – *Proceedings of the Biological Society of Washington* **113/3**, 810–814.

KÓKAY J., MIHÁLY S. & MÜLLER P. 1984: Bádeni korú rétegek a budapesti Örs vezér tere környékén, Badenian layers at the Eastern part of Budapest. – *Földtani Közlöny* **114/3**, 285–295.

LELKES Gy. & MÜLLER P. 1984: Foraminifera–alga onkoidok a budapesti miocénban, Foraminiferal-algal oncoids from the Miocene of Budapest. – *Földtani Közlöny* **114/3**, 349–356.

LŐRENTHEY, I. & BEURLEN, K. 1929: Die fossilen Dekapoden der Länder der ungarischen Krone. – *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica* **3**, 1–420, pls. 1–16.

MANNING, R. B. & HOLTHUIS, L. B. 1981: West African Brachyuran Crabs (Crustacea: Decapoda). – *Smithsonian Contributions to Zoology* **306**, 1–379.

MANNING, R. B. & HOLTHUIS, L. B. 1986: Preliminary description of four new species of dorippid crabs from the Indo-west Pacific region (Crustacea: Decapoda: Brachyura). – *Proceedings of the Biological Society of Washington* **99/2**, 363–365.

MORRIS, S. F. & COLLINS, J. S. H. 1991: Neogene crabs from Brunei, Sabah and Sarawak – *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)* **47/1**, 1–33.

MÜLLER P. 1984: A bádeni emelet tízlábú rákjai. Decapod Crustacea of the Badenian. – *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica* **45**, 1–123, pl. 1–97.

MÜLLER, P. 1993: Neogene decapod crustaceans from Catalonia. – *Scripta Mus. Geol. Semin. Barcinonensis* **225**, 1–39, pls. 1–11.

MÜLLER, P. 1996: Miocene Decapod Crustacea from southern Poland. – *Prace Muz. Ziemi, Prace paleozoologiczne* **43**, 3–14, pls. 1, 2.

MÜLLER, P. 1998a: Crustacea Decapoda. – In: FLÜGEL, H. W. (ed.): Catalogus Fossilium Austriae Österreichische Akademie der Wissenschaften 1–48, pls. 1–3.

MÜLLER, P. 1998b: Decapoda Crustacea aus dem Karpat des Korneuburger Beckens (Unter–Miozän, Niederösterreich). – *Beiträge zur Paläontologie* **23**, 273–281.

MÜLLER, P. M. 2004: History of reef-dwelling Decapod Crustaceans from the Paleocene to the Miocene with comments about Mesozoic occurrences. – A zátonylakó tízlábú rákok története a paleocéntől a miocénig a mezozoos előfordulások rövid áttekintésével. – *Földtani Közlöny* **134/2**, 237–255.

SAKAI, T. 1976: Crabs of Japan and the adjacent seas. – Kodansha Ltd. Tokyo 773 p.

SCHWEITZER, C. E. & FELDMANN, R. M. 2001: Differentiation of the fossil Hexapodidae Miers, 1886 (Decapoda: Brachyura) from similar forms. – *Journal of Paleontology* **75/2**, 330–345.

SERÈNE, R. & ROMIMOHTARTO, K. 1969: Observations on the species of Dorippe from the Indo-Malayan region. – *Penelitian Laut di Indonesia* **9**, 1–29, pls. 1–6.

Kézirat beéerkezett: 2005. 11. 28.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

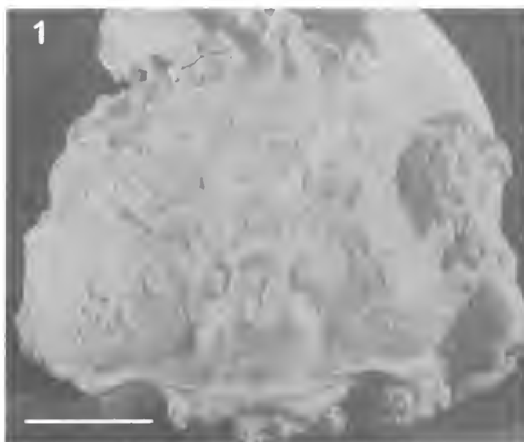
I. tábla – Plate I

1. *Dorippe ornatissima* n. sp. Holotype, 2005.95.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 1 cm.
2. *Ethusa octospinosa* n. sp. Holotype, 2005.96.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 2 mm.
3. *Ethusa octospinosa* n. sp. Paratype, 2005.97.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 2 mm.
4. *Pugettia?* n. sp. Carapace, 2005.98.1, Budapest, "EGIS" Pharmaceutical Factory. Scale 2 mm.
5. *Majidae* ind. sp. 2, 2005.99.1, Budapest, Örs vezér tere, construction pit of Sugár tuffaceous sandstone. Scale 5 mm.
6. *Asthenognathus rakosensis* n. sp. Holotype, 2005.100.1, Rákos. Scale 2 mm.

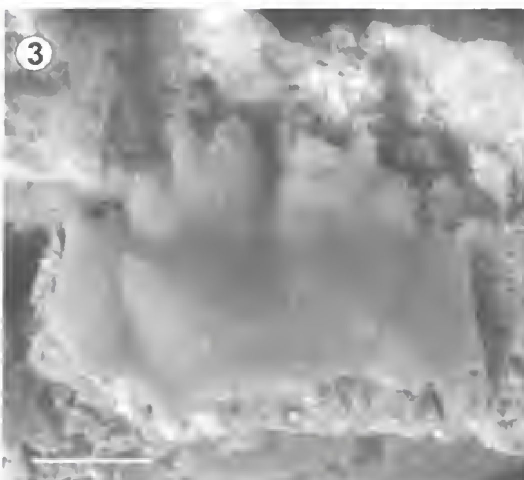
II. tábla – Plate II

1, 2. *Tritodynamia miocaenica* n. sp. holotype, 205.101.1, Budapest, between Rákos railway cut and "EGIS" Pharmaceutical Factory. Scale 2 mm.
3. *Tritodynamia miocaenica* n. sp, Paratype 2005.102.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 2 mm.
4. *Glabropilumnus* nov? sp. 2005.103.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 1 mm.
5. *Metopograpsus badenis* n. sp., Holotype: 2005.104.1, Rákos, railroad cut, patch reef. Scale 2 mm.
6. *Metopograpsus* cf. *badenis* n. sp., Paratype, 2005.105.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 2 mm.
7. *Palicus hungaricus* n. sp. Holotype, 2005.106.1, Diósd. Scale 1 mm.
8. *Palicus hungaricus* n. sp. Paratype, 2005.107.1, Budapest, Örs vezér tere. Scale 2 mm.

I. tábla – Plate I





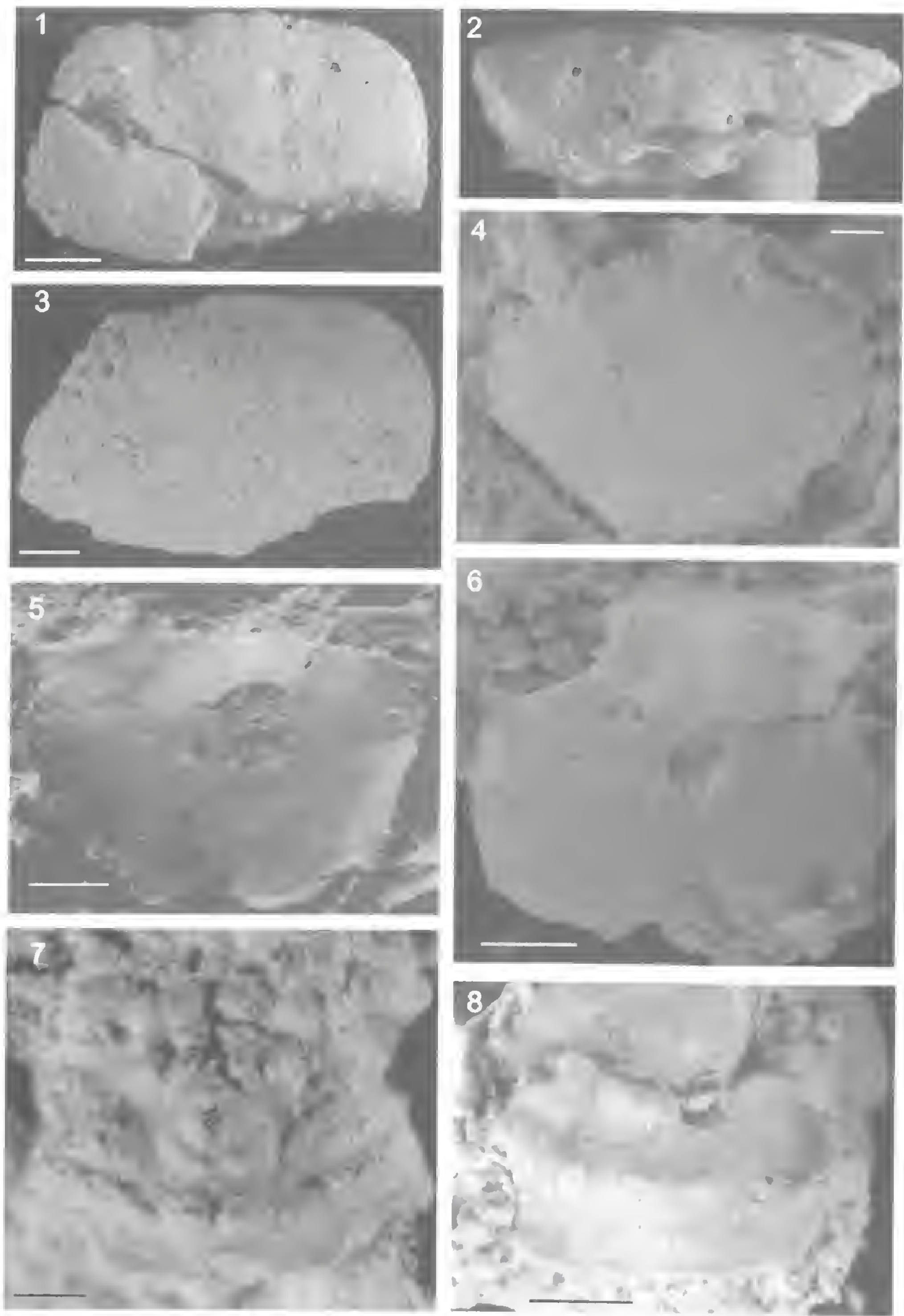








II. tábla – Plate II



Földtani Közlöny 136/1 51–86. (2006) Budapest

Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában

Integrated stratigraphy and sedimentary evolution of the Late Neogene sediments of the Hungarian Plain, Pannonian Basin

JUHÁSZ Györgyi[1] – POGÁCSÁS György[2] – MAGYAR Imre[3] – VAKARCS Gábor[3]

(18 ábra)

Tárgyszavak: Pannóniai s.l., ciklussztratigráfia, szedimentológia, biosztratigráfia, fejlődéstörténet, intra-pannon tektonika

Keywords: Late Neogene, Pannonian Basin, integrated stratigraphy, sedimentary evolution, intra-Pannonian tectonics

Abstract

The paper gives an overview about the latest results of integrated stratigraphic research of the Late Neogene (Pannonian s.l.) post-rift sedimentary succession of the Hungarian Plain which represents the central, therefore greatest and deepest part of the Pannonian Basin, Central Europe. A series of regional composite seismic profiles were interpreted in the main routes of sediment supply into the basin from the NW and the NE directions. As a conclusion it was stated that 3rd order cycles were formed by structural changes in the basin while 4th order cycles were driven by large-scale climatic cycles of the Milankovitch band or their multiples (100, 200, or 400 ky). The interrelations in terms of sequence stratigraphy, sedimentology and biostratigraphy as well as their effect on the changes of depositional facies during sedimentary evolution were drawn up by a set of geologic profiles. Among the studied 3rd order cycles the Pa–3 sequence, deposited in the 6.8–9.1 My time frame forms a tectonostratigraphic cycle and seems to play an important role in the evolution of the basin. This cycle represents a huge amount of sediment yield and extremities in facies architecture driven by intra-Pannonian structural changes. During its time frame, after the deposition of an extremely thick prograding to aggrading lowstand wedge, renewed strike-slip movements (appr. 7.2–8.0 My) and tilting in some areas generated a major transgression and therefore relative lake level rise first of all in the E part of the basin. In the W part of the Hungarian Plain the larger delta system could keep up with the lake level rise so aggradation occured. Then the structural style completely changed and at SB Pa–4 (appr. 6.8 My) a strong relative base level drop occured all around the basin driven most probably by the onset of inversion in the coeval marginal areas of the basin much earlier than it was thought before. Sedimentation continued at a lower base level from this point on. This phenomena can be seen all around the Hungarian Plain, moreover also in the Drava Basin, based on independent interpretations of sequence stratigraphy by seismic data and facies architecture studies by well logs.

Összefoglalás

A pannóniai s.l. képződmények integrált-sztratigráfiai vizsgálata során a szerzők – az Alföldet a fő behordási irányokban behálózó – regionális szelvények mentén végeztek nagyléptékű, integrált rétegtani, szedimentológiai, őslénytani és ciklussztratigráfiai vizsgálatokat, és ennek nyomán következtetéseket vontak le a medence fejlődéstörténetére vonatkozóan. A munka során egyértelművé vált, hogy a pannóniai rétegsorban értelmezett harmadrendű üledékes ciklusok (tehát a hagyományos értelemben vett szekvenciák) kialakulásában a szerkezeti változások játszottak döntő szerepet, míg a negyedrendű ciklusok feltehetően a nagyléptékű Milankovich klímaciklusokkal (illetőleg ezek többszörösével) mutatnak kapcsolatot (100, 200, 400 ezer éves ciklusok), melyek kialakulásában több tényező együttes

[1]MÁFI, 1143 Budapest, Stefánia út 14. juhasz@mafi.hu
[2]ELTE, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 5
[3]Mol Rt., 1039 Budapest, Batthyány út 45.

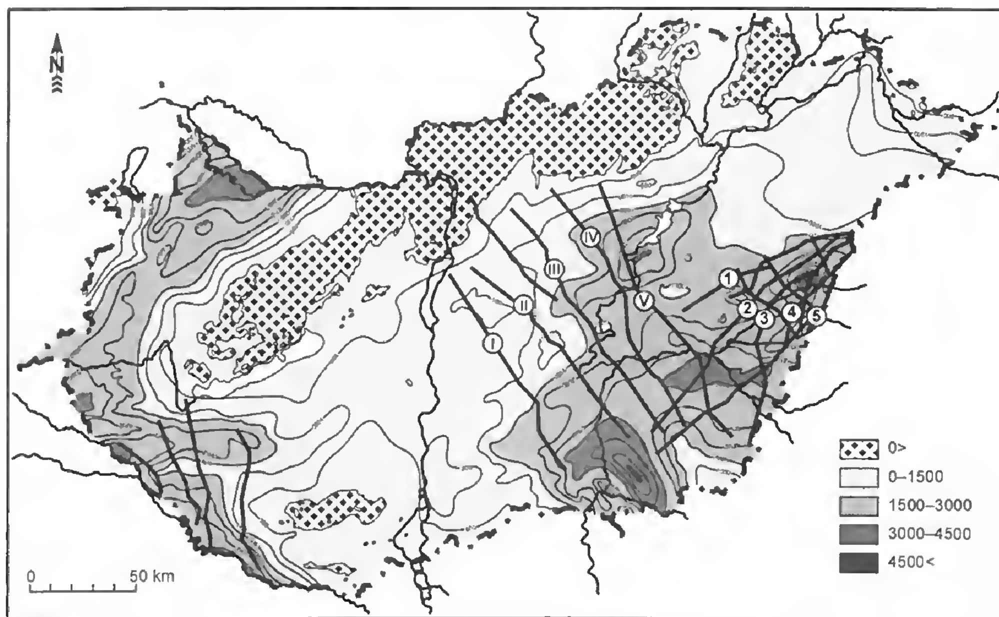
hatása is közrejátszott. Földtani szelvények sorozata mutatja be, milyen kapcsolatban állnak egymással a szekvencia-sztratigráfiai, a biosztratigráfiai és a szedimentológiai–litosztratigráfiai feldolgozások során értelmezett különféle egységek: ciklusok, formációk és biozónák, valamint hogyan jelenik meg ezek hatása az üledékes fáciesekben. Megállapításra került, hogy a 6,8 és 9,1 M év között képződött Pa–3 harmadrendű szekvencia önálló tektonosztratigráfiai ciklust képvisel, amely rendkívül fontos szerepet játszik a medence fejlődéstörténetében, ezért e ciklus vizsgálata külön figyelmet kapott. A Pa–3 szekvencia nagy üledéktömeget, szélsőséges fáciesváltozásokat és komoly intra-pannon szerkezeti mozgásokat képvisel az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában, a jelenség azonban nyomozható a Dráva-medence üledéksorában is. Széles aggradáló self kialakulása, jelentős transzgresszió, vagyis relatív vízszintemelkedés, majd végül ehhez képest szintén jelentős relatív vízszintesés, vagyis a peremeken körben intra-pannon inverzió jellemzi a harmadrendű szekvenciát. A változások mértéke és az üledékképződésre gyakorolt hatása a medence egyes területein eltérő, de körben az egykori peremeken felfedezhető. Míg ÉK-en erőteljes lepusztulás és a fáciesek gyökeres átrendeződése jellemzi a harmadrendű szekvenciát a Pa–4 szekvenciahatáron, addig az Alföld ÉNy-i részén jelentős mélységű bevágódott völgyek és kanyonok nyomait fedezhetjük fel. Ezután a behordási irányok mind az ÉNy-i, mind az ÉK-i peremen megváltoztak, megkerülve a legerőteljesebben kiemelkedő területeket. A tó feltöltődése a továbbiakban alacsonyabb relatív vízszint mellett folytatódott. Az eredmények arra engednek következtetni, hogy jelentős oldaleltolódásos mozgások kezdődtek a medencében a Pa–3 szekvencia lerakódása idején, majd ezt követően a Pa–4 szekvenciahatár környékén (cca. 6,8 M év) megindult a medence inverziója, jóval korábban az eddig feltételezettnél. Az inverzió azonban nem volt folyamatos, később a süllyedés területenként eltérő mértékben folytatódott.

Bevezetés

A pannóniai s.l. képződmények kutatása hosszú évtizedek óta az érdeklődés homlokterében áll Magyarországon, tekintettel szénhidrogénföldtani és vízföldtani jelentőségére. A Pannon-medence kialakulása jelenlegi formájában a kora- és középső-miocén során indult meg, amikor még tengeri kapcsolatokkal rendelkezett. A szarmata idejére a tengeri kapcsolatok beszűkültek, és a sótartalom erőteljes ingadozása mellett eleinte még túlsós vízi viszonyok is kialakulhattak (JÁMBOR 1978, 1989). Később megindult a medence vizének kiédesedése, melynek következtében a korábbi fauna nagyrészt kihalt, és új, endemikus fauna alakult ki. A medencerendszer kialakulásával egyidőben történt az Alp–Kárpáti-hegységrendszer kiemelkedése, amelynek lepusztulása jelentős tömegű üledékanyagot szolgáltatott. A medencét bonyolult tektonika, differenciális süllyedés és több behordási irány jellemezte. Erre a képre rakódik rá a relatív vízszintingadozások által kialakított finom és bonyolult mintázat.

A medence architektúrájának, geometriájának és tektonikájának megismerésében a szeizmikus sztratigráfiai kutatások döntő szerepet játszottak. Kezdve a pannóniai litosztratigráfiai egységeket reprezentáló szeizmikus fáciesképek elkülönítésétől és leírásától (POGÁCSÁS & VÖLGYI 1982) a mélyfúrásokban harántolt magmás képződmények radiometrikus kor adatainak és a MÁFI alapfúrások paleomágneses koradatainak szeizmikus reflexiók alapján történő távkorrelálásáig (POGÁCSÁS 1984, 1987, POGÁCSÁS et al. 1988, 1989, 1994). A szeizmikus sztratigráfiai vizsgálatok mind medenceléptékben (MATTICK et al. 1995, VAKARCS et al. 1994, VAKARCS 1997, TÓTHNÉ-MAKK 2003, LEMBERKOVICS et al. 2005), mind szénhidrogén mező léptékben (SZILÁGYI 2005, JÓSVAI et al. 2005) jelentős mértékben hozzájárultak a fejlődéstörténeti eseménysor vizsgálatához.

A pannóniai rétegsor szedimentológiájának megismerésében a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok volt az etalon terület (BÉRCZI & PHILLIPS 1985, BÉRCZI 1988). A Békési-



1. ábra. Helyszínrajz, a pannóniai s.l. képződmények talpmélység térképe (CSÍKY et al. 1987), és a vizsgált regionális kompozit szelvényháló, az ábrákon bemutatott szelvények számával

Fig. 1 Location, structural contour map at the base of the Late Neogene sediments and the studied regional composite profile network

medence szintén jól feldolgozott terület, szedimentológiai és rétegtani felépítését nemzetközi kutatási program keretében népes szakértői gárda vizsgálta (RÉVÉSZ et al. 1989, JUHÁSZ Gy. et al. 1989, MATTICK et al. 1989, TELEKI et al. 1994). Itt a litofáciesek viszonylag homogének, térben is jól követhetők. Itt találkozott az Alföldön az ÉNy-i és az ÉK-i irányból érkező feltöltődés, fáciesösszefogazódásokat létrehozva mind a turbiditek, mind a sekélyebb litofáciesek tekintetében.

A Derecskei-árokban az ÉK-i irányú behordás kevesebb és finomabb törmelékanyagot hozott az Alföld K-i részén. A vastag homokos turbidit rendszer az árok tengelyében vonult végig, míg a peremeken vastag pelites sorozat rakódott le, amely nem csak a medencelejtő, hanem a turbiditek kapcsolódó finomszemcsés fácieseit is tartalmazza. A deltafront üledéksora azonban rendkívül erőteljesen kivastagszik ezen a területen, és több ritmusban fogazódik össze a lejtő nyíltvízi üledékeivel (JUHÁSZ Gy. 1993, 1994).

A medence fejlődéstörténetének megismerésében nagy előrelépést jelentett a szekvencia-sztratigráfiai szemléletű vizsgálatok bevezetése. Különböző szempontok alapján, különböző vizsgálati módszerekkel sok feldolgozás készült az elmúlt évtizedben, általában részmedencékre vagy kisebb területekre kiterjedően (UJSZÁSZI & VAKARCS 1993, JUHÁSZ Gy. 1993, VAKARCS et al. 1994, SACCHI et al. 1999). A MÁFI folyamatos maggal fúrt fúrásai pl. részletesebb elemzésre, nagyobb felbontásra adtak lehetőséget (JUHÁSZ E. et al. 1997, 1999, TÓTH-MAKK in rev.). E munkának határt szabott azonban az, hogy ezek a fúrások a medence sekélyebb területein mélyültek, és – mint az utóbb kiderült – közel azonos korú üledékeket harántoltak.

Jelenleg is folyamatban vannak nagyléptékű vizsgálatok a medence különböző területein (LEMBERKOVICS et al. 2005).

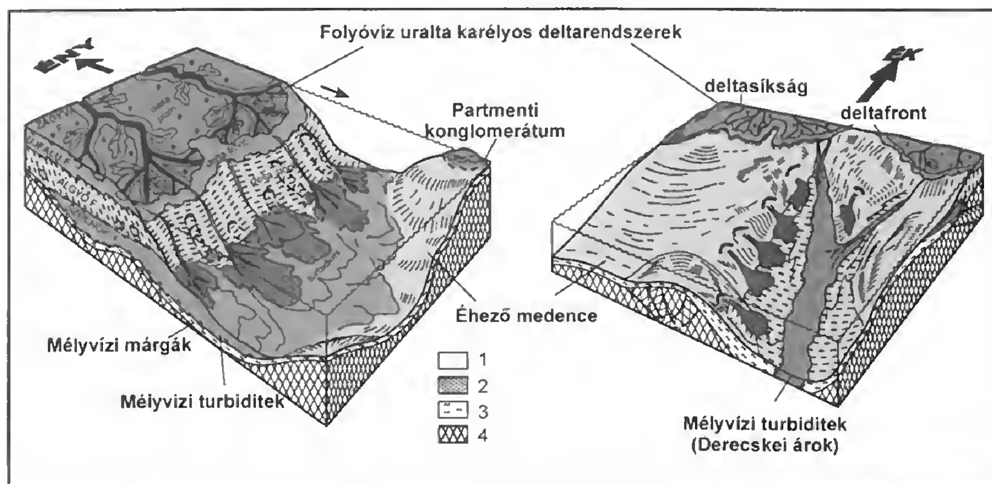
Átfogó, medenceméretű feldolgozások is napvilágot láttak az elmúlt évtizedekben, ezek azonban szakterületenként az adatoknak csak egy bizonyos halmazát ölelik fel, a kialakult kutatási műhelyek általában vagy a szeizmikus anyagok alapján, vagy a fúrási anyagok (magfúrások és mélyfúrási geofizika) alapján, mások őslénytani adatok alapján végeztek elemzéseket (JÁMBOR et al. 1987, JÁMBOR 1989, TARI 1992, POGÁCSÁS et al. 1988, 1993, JUHÁSZ 1992, 1994, VAKARCS 1994, 1997, MÜLLER et MAGYAR 1992, MAGYAR et al. 1999, SAFTIC et al. 2003). A továbblépésre, a medencekitöltő üledékek vizsgálati eredményeinek egységes fejlődéstörténeti modellbe foglalására csak akkor van lehetőség, ha komplex módon próbáljuk megközelíteni a medencebeli képződmények vizsgálatát, az összes lehetséges adatot és a legújabb vizsgálati módszereket is figyelembe véve.

A pannóniai s.l. képződmények integrált-sztratigráfiai vizsgálata során célunk a kijelölt regionális szelvények nagyléptékű, integrált rétegtani, szedimentológiai, őslénytani és ciklussztratigráfiai vizsgálata volt, amelynek során megpróbáltuk párhuzamosítani a különböző léptékű, fúrási adatokból és szeizmikus szelvényekből kinyerhető információkat, értelmezéseket, és következtetéseket levonni a medence fejlődéstörténetére vonatkozóan. A jelenlegi kutatás során regionális szelvények mentén történő, nagyobb léptékű vizsgálatot és értelmezést végeztünk (JUHÁSZ Gy. et al. 2004, 2005), amelyet a jövőben szeretnénk részletezőbb vizsgálatokkal folytatni. Jelen tanulmányban az elmúlt 5 év során végzett integrált-sztratigráfiai kutatásaink eredményeit foglaljuk össze. Az Alföld nagy vastagságú pannóniai s.l. üledéksorának vizsgálatában külön figyelmet szenteltünk az ÉK-i és az ÉNy-i behordási irányoknak, ez alapján jelöltük ki a vizsgált regionális szelvényhálót. A szelvényeket igyekeztünk dőlésirányban megválasztani, ez alapján az ÉK-i behordást ÉK–DNy-i, az ÉNy-i behordást ÉNy–DK irányú szelvényhálóval térképeztük fel. Készültek vizsgálatok a Dráva-medencében is, ezeknek azonban csak az eredményeit használjuk itt fel, hiszen túl nagy anyagot kellene egyben bemutatnunk.

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények szedimentológiai és litosztratigráfiai jellemzése

A Pannon-tóban (beltengerben) mélyvízi, deltalejtő, partközeli, deltafront, deltasíkság és parti síkság, valamint a tó körül folyóvízi üledékképződési környezetek alakultak ki. Az ezen környezetekben lerakódott üledékes fáciesek fáciesasszociációkat (együtteseket) alkotnak, melyek vastagsága több száz métert is elérhet, és térben jól követhetők az egész Alföldön, és a dunántúli medencékben is. A pannóniai rétegsor üledékes modelljét mutatja be a 2. *ábra* elvi szedimentológiai-rétegtani tömbszelvénye (JUHÁSZ Gy. 1992). Alulról fölfelé haladva a következő üledékes fáciesegységek építik fel a rétegsort.

Távol a behordási területektől, a medence legbelső részén, éhező medence alakult ki, ahol igen csekély mértékű, kondenzált üledékképződés folyt, hemipelágikus tavi-, beltengeri agyagos-karbonátos rétegsorokat hozva létre („bazális márgák"), amelyeket mészmárga, márga, agyagmárga rétegsorok képviselnek. Ezek alkotják a pannóniai bázisát képező Endrődi Formáció képződménysorát. Az Alföld déli



2. *ábra.* Idealizált 3 dimenziós földtani modell az Alföld ÉNy-i és ÉK-i behordási területén (JUHÁSZ Gy. 1992-nyomán). Jelmagyarázat: 1. finomhomokkő, 2. aleurit, 3. agyagmárga, 4. prepannóniai aljzat

Fig. 2 Idealized 3 D depositional model of the Hungarian Plain with the 2 main sediment input to the basin by river dominated lobate type deltas (after JUHÁSZ Gy. 1992)

részén a szigetek partvonala mentén a hullámverés hatására abráziós homokkő és konglomerátum képződött (Békési Formáció). Ahol sziget volt, ez a parti homok a pannóniai rétegsor kezdő képződménye, és erre települ a mészmárga.

A mélyvízi márgák fölött a medencerészek legmélyebb zónáiban vastag finomhomokos felépítésű turbiditsorozat települ. A gravitációs üledékképződés szinte minden terméke megtalálható ebben a fáciesasszociációban, amelynek rétegsora alkotja a Szolnoki Formációt. Képződése egyrészt tektonikai eseményekkel függ össze. A fokozatos, időnként szakaszosan bekövetkező süllyedés, ill. földrengések során nagy üledéktömegek mobilizálódtak az akárcsak pár fokos instabil lejtőkön. Másrészt a folyók által a medencébe szállított igen nagy mennyiségű hordalékanyagnak elsősorban a kisvíz idején történő beszállításával képződött a lejtők lábánál, a deltaelőtérben hosszanti elnyúlt törmelékkúpok formájában. Vastagsága a legmélyebb medencerészekben elérheti az 1000 métert (Hód–I, Derecske–I fúrás).

A lejtőn a homokok zagyárként mobilizálódva becsúsztak a mélybe, így ott többnyire csak a finomszemcsés üledékek maradtak állékonyak, amelyek agyagos–aleuritos rétegsora az Algyői Formációba sorolható, és amely közvetlenül a turbiditek fölött települ. A lejtőszög változásának függvényében, kis dőlésszögű rámpák kialakulása esetén azonban vékonyabb–vastagabb homoktestek előfordulnak az Algyői Formációban is, egyes területeken kifejezetten homokos kifejlődésűvé téve azt, pl. alaphegységi kiemelkedések felhalmozódási irányú előterében és afölött.

A medenceperemek mentén körben partközeli, partmenti környezetben folyt az üledékképződés, amelyekből az üledéksorokban ma a deltaüledékek a dominánsak, hiszen ezek produkálták a legtöbb üledékanyagot. Ennélfogva megőrződési potenciáljuk is sokkal nagyobb az egyéb partmenti képződményeknél, amelyek igen gyakran teljes egészében erodálódnak egy-egy vihar során, a vízszintingadozások

következményeként fellépő eróziós hatásról nem is beszélve. A Pannon-medence feltöltésében jelentős szerepet kaptak azok a bő vízhozamú, nagy mennyiségű törmelékanyagot szállító folyók, amelyek hordalékukat a torkolatuknál rakták le. Az Alföld területén két folyóvíz uralta, karélyos típusú deltarendszer hatása érvényesült elsődlegesen, bár kisebb mértékben más irányokból is történt feltöltődés. A legjelentősebb két delta rendszer ÉNy–Ny-i és ÉK-i irányból érte el a medencét, hasonlóan a mai földrajzi helyzethez „Ős-Dunának" és „Ős-Tiszának" is nevezhetnénk őket. Kisebb volumenű behordás történt DK-i irányból a Battonyai hátság területén, amelyet viszont „Ős-Marosnak" hívhatnánk. A folyók beömlési helyeitől távolabb a partvonalak mentén eközben jellegzetes parti üledékképződés folyt. A folyótorkolatoknál csapdázódott, deltafronton, deltasíkságon és parti síkságon képződött, finom homokban gazdag üledéksor alkotja az Újfalui Formáció nagy részét.

A már feltöltődött területeken folyóvízi-ártéri, tavi, mocsári üledékképződés folyt. Ennek üledékei alkotják a pannóniai üledékképződés legfelső tagját, amelyet a Zagyvai és a Nagyalföldi Formáció képvisel (ez utóbbi a medencében a rendelkezésre álló módszerekkel nem különíthető el, de a folyamatos magvételes fúrásokban megtalálható). Ez a képződménycsoport a medencebelsőben igen nagy vastagságot is elérhet. Elsősorban a magas vízállások során, nagyvíz idején, a deltasíksági, deltaháttéri mocsarakban képződött a Bükkaljai Formáció lignites rétegsora. Lignitbetelepülések, bár nem annyira közismertek, mint a középhegység előterében, a Mátraalján, Bükkalján, de igen gyakoriak szerte a mélymedencebeli deltasíksági rétegsorokban, így például Algyőn is (RÉVÉSZ 1980). Ott azonban nem áll módunkban formációszinten elkülöníteni, így az Újfalui (esetenként a Zagyvai) Formáció részét képezik.

Az egyes üledékes fáciesek és fáciesasszociációk jellemző karottázsképpel, vagyis elektrofácies képpel rendelkeznek, amelyet számtalan magvizsgálati eredmény támasztott alá, azonosításuk régen megoldott (BÉRCZI & PHILLIPS 1985, RÉVÉSZ et al. 1989, GAJDOS et al. 1983, JUHÁSZ et al. 1989). Természetesen csak akkor alkalmazható a módszer, ha magmintákkal kellően fel van tárva, és a teljes rétegsort átlátjuk, mert igen hasonló elektrofácies képet eredményez például egy torkolati zátony és egy turbiditlebeny rétegsora. A behordási-, vagyis dőlésirányú szeizmikus szelvényeken szintén elég jól elkülöníthetők bizonyos szeizmikus fáciesek, amelyek egyes nagyvastagságú üledékes fáciesasszociációkat jelölnek, elsősorban a lejtő, és annak alja, valamint teteje, amennyiben szigmoid deltáról van szó. Éppen ezt használták fel a szekvencia-sztratigráfia elméletének kidolgozásánál. Míg a magminták mikro- és makroméretű vizsgálatokra alkalmasak, addig a karottázsszelvények általában közel méteres felbontást adnak, ugyanakkor a hagyományos 2D szeizmika felbontása nem több 40–50 m-nél. Épp ezért egészítik ki egymást nagyon jól. (Helyenként azonban, főleg a DK-Alföldön a karottázsszelvények (M 1:1000 SP, TG és R) minősége gyakran nem teszi lehetővé a részletes fáciesvizsgálatot, mert pl. rosszul választották meg az amplitúdót, és így gyakorlatilag nincs kitérés, vagy technikai okok miatt nem sikerült megfelelően a szelvényezés.) Az egyes fáciesek akkor értelmezhetők legjobban, ha többféle, különböző felbontású adat is rendelkezésre áll. Ennek előnyeit igyekeztünk kihasználni e munka során.

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények korának meghatározása

Az alföldi pannóniai képződmények korhatározása jelenleg két pilléren nyugszik: az életrétegtani rendszeren, amely relatív rétegtani sorrendet ad, és a magnetosztratigráfiai értelmezéseken, amelyek radiometrikus korhatározásokkal kalibrálva, a GPTS-sel (globális polaritás-időskála) való korreláció révén millió években fejezik ki az üledékes kőzettestek korát.

Biosztratigráfiai tagolásra kisebb vízmélység mellett elsősorban a puhatestűek, nagyobb mélység esetén inkább a dinoflagelláták használhatóak (SÜTŐ-SZENTAI 1991, MAGYAR 1991, 1995, MAGYAR et al. 2004). Fontosak lehetnek a kagylósrákok is, amelyek sok esetben az egyedüli preparálható fosszíliák (SZUROMI-KORECZ et al. 2004). Bár a pannóniai biozónák átlagos időtartama – tehát a biosztratigráfia időbeli felbontása – 1 millió év nagyságrendű (MAGYAR et al. 1999), az alföldi képződmények biosztratigráfiai értékelésénél jelentős problémát okoz, hogy a tavi rétegsor legfiatalabb részére, az utolsó kb. három millió évre nincs kidolgozva a biozonáció, a felbontás éppen itt a leggyengébb.

Az Alföldön négy fúrásban készült mágneses polaritás mérés: Dévaványa–1, Vésztő–1, Kaskantyú–2, és Tiszapalkonya–1 (ELSTON et al. 1990, 1994; LANTOS et al. 1992). A dévaványai és vésztői fúrás olyan területen – a Körös-völgyben – mélyült, ahol folyamatos üledékképződés zajlott a késő-miocéntől napjainkig. A polaritás zónákat a Brunhes krontól kiindulva a fúrás talpa felé a Gilbert kron Nunivak alkronjának kezdetéig (C3n2n, 4,6 M év) sikerült korrelálni. A kaskantyúi és tiszapalkonyai fúrások viszont aránylag peremi helyzetben mélyültek, mindkettőben diszkordancia volt megfigyelhető a felső-miocén és a pliocén között (JUHÁSZ E. et al. 1996). Ezekben a fúrásokban a polaritás-zónák azonosítása a fúrás alján azonosított hosszú C5n krontól felfelé történt, sokszor biosztratigráfiai megfontolások alapján (ELSTON et al. 1990, 1994; LANTOS et al. 1992). A tiszapalkonyai fúrásban a legfiatalabb azonosított időszint a C3Ar kron kezdete volt (7,15 M év), mintegy 150 m-rel a diszkordanciafelület alatt. A kaskantyúi fúrásban a legfiatalabb esemény a C3An2n kron kezdete (6,8 M év) volt, kb. 50 m-rel a diszkordanciafelület alatt.

A négy fúrás között szeizmikus szelvényeken is megkísérelték a korrelációt (POGÁCSÁS et al. 1994). A kaskantyúi és tiszapalkonyai fúrásokban azonosított késő-miocén, illetve a dévaványai és vésztői fúrásokban kijelölt pliocén dátumok közé eső időtartamot egyenletesen elosztva a szintek közé eső üledékvastagságra, egy közel-folyamatos kronosztratigráfiát lehetett kialakítani. Ez a rendszer természetesen sok bizonytalanságot rejt magában, hiszen már a fúrások mágnesessztratigráfiai értelmezését sem lehet abszolútnak tekinteni, az egyenletes felosztás pedig nem számol sem a törmelékes üledékekben oly gyakori erózióval, sem az egyes üledéktípusok leülepedési sebessége közti nagyságrendekben mérhető különbséggel. Megbízhatóbb módszer hiányában azonban egyelőre – a korábbi mágnesessztratigráfiai értelmezéseket (ELSTON et al. 1994) a jelenleg használatos GPTS-hez igazítva – ezt tudjuk alkalmazni az üledékes képződmények korának meghatározására.

Szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok

A szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatokhoz egy közel dőlésirányú regionális kompozit szeizmikus szelvényhálót alakítottunk ki az Alföldön, tehát mind az ÉNy-i, mind az ÉK-i behordási irányban, amelynek nyomvonalai az *1. ábrán* láthatók. A szelvényekre eső fúrásokat önállóan vizsgáltuk, majd összevetettük a szeizmikus szelvényekkel.

A szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok során a VAKARCS et al. (1994) és VAKARCS (1997) által azonosított 3. rendű szekvencia-sztratigráfiai szinteket vettük alapul. Ezeket a harmadrendű szekvenciahatárokat követtük a kialakított dőlésirányú szelvényhálóban. A VAKARCS et al. (1994) által publikált nagy szelvényt tekintettük mesterszelvénynek (3. szelvény), amelynek nyomvonala: Derecskei-árok, Békési-medence, Battonyai-hát. A szelvény előnye, hogy a mélyzónákat szeli át, ebből következően hiányossága, hogy alig esik rá néhány fúrás, és azok is többnyire csak az Újfalui Formáció aljáig („alsó–felső-pannóniai" határig, amely megfelel a Peremartoni és Dunántúli Formációcsoport határának) mélyültek le. A sűrűbb fúrási lefedettség a többi szelvényünk esetén részletesebb földtani-szedimentológiai értelmezést tett lehetővé, amikor ezt a karottázsszelvények minősége megengedte.

A 4. rendű szekvenciák értelmezését azonban önállóan, a korábbi munkától (VAKARCS 1997) függetlenül végeztük el szelvényenként. Ezeket a szinteket, bár minden szelvényen azonosítottuk, nem is korreláltuk egymással, hiszen egy-egy delta lebeny nem biztos, sőt nem valószínű, hogy nagyobb távolságban is számottevő, a szeizmika felbontását meghaladó vastagságban megjelenik. A 4. rendű-rendszeregységek azonosítása a szeizmikus szelvényeken a legtöbb esetben meglehetősen bizonytalan, ugyanakkor az is előfordul, hogy még a csökkenő vízi rendszeregység (FSST – PLINT & NUMMEDAL 2000) is jól látható és értelmezhető, így rálapolódások hiányában esetleg ennek segítségével lehet biztosan kijelölni a szekvenciahatárt.

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények integrált-sztratigráfiai vizsgálata az Alföld keleti részén

A DK-Alföldön a Pannon-medencét érintő mindkét fő behordási irány megtalálható. A keleti részen (Nyírség, Hajdúság, Derecskei-árok) elsősorban az ÉK-ről érkező deltarendszer hatása érvényesül, míg a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok területe ÉNy felől töltődött fel. A két fő behordási irányból érkező nagy deltarendszerek a Békési-medence területén találkoztak, és azt töltötték fel utoljára Magyarországon. Így a vizsgált regionális szeizmikus szelvényeken mindkét behordási irány felfedezhető, ill. az ÉNy-i irány éppen merőleges a délkelet-alföldi regionális szelvényekre, tehát itt meglehetősen monoton, párhuzamos reflexiók képviselik a rétegsorokat, ezért ezen szakaszokról nem készítettünk külön ábrát. Az ÉK-i behordási irányban a szelvényeket a Derecskei-árok környezetére koncentráltuk elsősorban, mint fő erózióbázisra, amely folyamatos erős süllyedésénél fogva a legvastagabb üledéksort csapdázta. Ezek közül két szelvény szekvencia-sztratigráfiai elemzését mutatjuk be, amelyek az árok szárnyhelyzetében futnak.

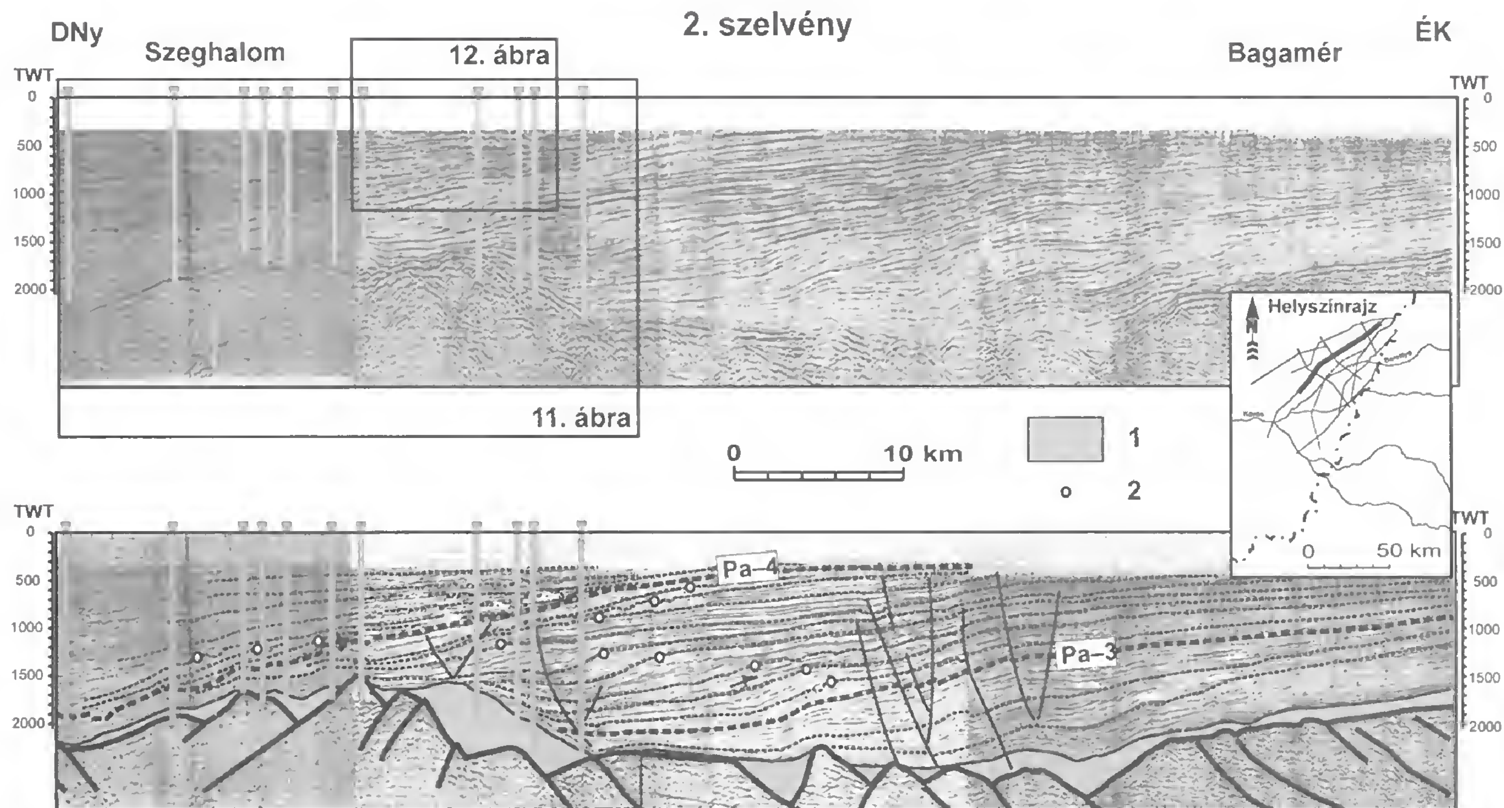
A 2. szelvény északra fekszik a mesterszelvénytől, és közel hasonló nyomvonalon fut, mint az egyik fő oldaleltolódási zóna az árok északi peremén, ill. szárnyán (3. *ábra*). A értelmezés során mind a harmadrendű (vastagabb szaggatott vonalak jelölik), mind a negyedrendű szekvenciahatárokat (vékonyabb szaggatott vonalak jelölik) meghatároztuk. Folyamatos progradáció, a partvonal előrenyomulása jellemző a szelvény mentén, de ugyanakkor széles morfológiai „self" alakult ki, amely felfelé is épül, vagyis aggradál. (A self szót itt nem az eredeti „kontinentális párkány" értelmében használjuk, hanem morfológiai értelemben, mivel igen széles, lapos, sekély vízzel borított területet takar, amelyet a speciális üledékképződés alakított ki). A szintek a vizsgált szelvényben végig követhetők, nem látszik a kiékelődésük, vagyis a „coastal onlap" a part irányában, egészen az országhatárig. A szelvény DNy-i része, tehát a 3. rendű szekvenciának a disztális, parttól távol eső része fúrásokkal jól feltárt (Szeghalom, Földes térsége), míg attól ÉK felé egyetlen fúrás sem esik rá, tehát a szekvencia központi, ill. proximális, parthoz közelebbi részéről nincs pontos földtani információnk ebből a szelvényből. A szelvény DNy-i részén, a Szeghalmi-háthoz közeledve az itt lelapolódó negyedrendű szekvenciák DNy-i elvégződései az aljzatmorfológiát követve fölfelé hajlanak, amely a hátság későbbi, a harmadrendű szekvencián belüli relatív kiemelkedésére utal.

A 4. szelvény a mesterszelvénytől délre fut, amellyel a déli részén metszik egymást, mivel az utóbbi itt délre fordul (1., 4. *ábra*). A feltöltődés menete hasonlóan alakul a fentebbi 2. szelvényhez. Az erőteljes progradáció a Pa–3 harmadrendű szekvencián belül megtorpan, majd átmegy aggradációs stílusba. A legfelső negyedrendű szekvenciák viszont hátrafelé vastagodó tendenciát mutatnak, amelyek a harmadrendű szekvencia TST egységét alkotják. A Pa–4 harmadrendű szekvenciahatár (SB Pa–4) fölött a behordási irány jelentős változása észlelhető, amelyet gyakorlatilag párhuzamos reflexiók jeleznek számunkra. E reflexiók rálapolódnak (vagyis nekitámaszkodnak) a Pa–4 harmadrendű szekvenciahatárra. A Pa–3 harmadrendű szekvenciahatár még jól követi az aljzatmorfológiát a szelvény ÉK-i részén, majd a negyedrendű szekvenciahatárok fölfelé elsimulni látszanak: az aljzat szerkezeti mozgásai tehát a Pa–3 harmadrendű szekvencia lerakódása folyamán történtek.

Jellegzetes szeizmikus mintázatok és azok földtani háttere – a Pa–3 harmadrendű szekvencia az Alföld K-i részén

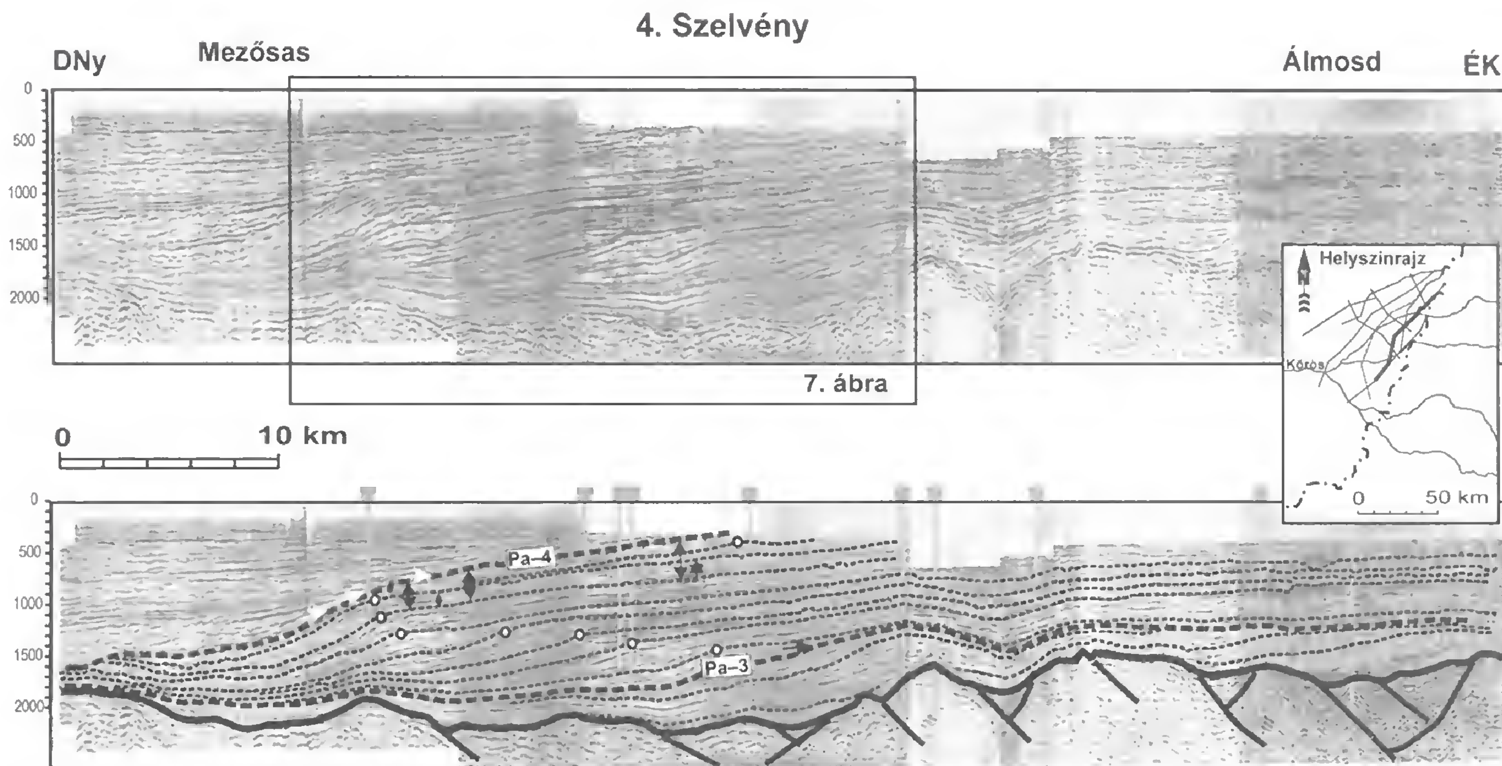
Külön figyelmet szenteltünk a szeizmikus szelvények átlagostól eltérő, különleges mintázatú részeinek és vizsgáltuk azok földtani hátterét. Ilyen szempontból a vizsgálataink egyik fókuszterülete a 6,8–9,1 M év között leülepedett Pa–3 harmadrendű szekvencia üledéksora, ill. a 6,8 M év Pa–4 szekvenciahatár vizsgálata volt, amelyek rendkívül érdekes mintázatot adtak a szeizmikus szelvényeken.

A korábbi szedimentológiai vizsgálatokból ismert volt a delta üledéksor extrém kivastagodása ezen a területen bizonyos fúrásokban (Juhász Gy. 1993). A vizsgált szeizmikus szelvényeken egy ék alakú, igen erőteljes reflexióköteg jelenik meg, körülötte alul-felül szeizmikusan „transzparens" szelvényképpel, elszórt reflexiókkal. Az egyes reflexiók párhuzamosak, hirtelen végződnek el, és DNy felé dőlnek. Az alsó végükön egyértelműen szigmoid delta foresetekben folytatódnak, progradációra jellemző szelvényképpel.



3. ábra. Szekvencia-sztratigráfiai értelmezés az ÉK-i behordási területen: 2. regionális szelvény. Jelmagyarázat: 1. syn-rift (szarmata–badeni) üledékek, 2. self-perem

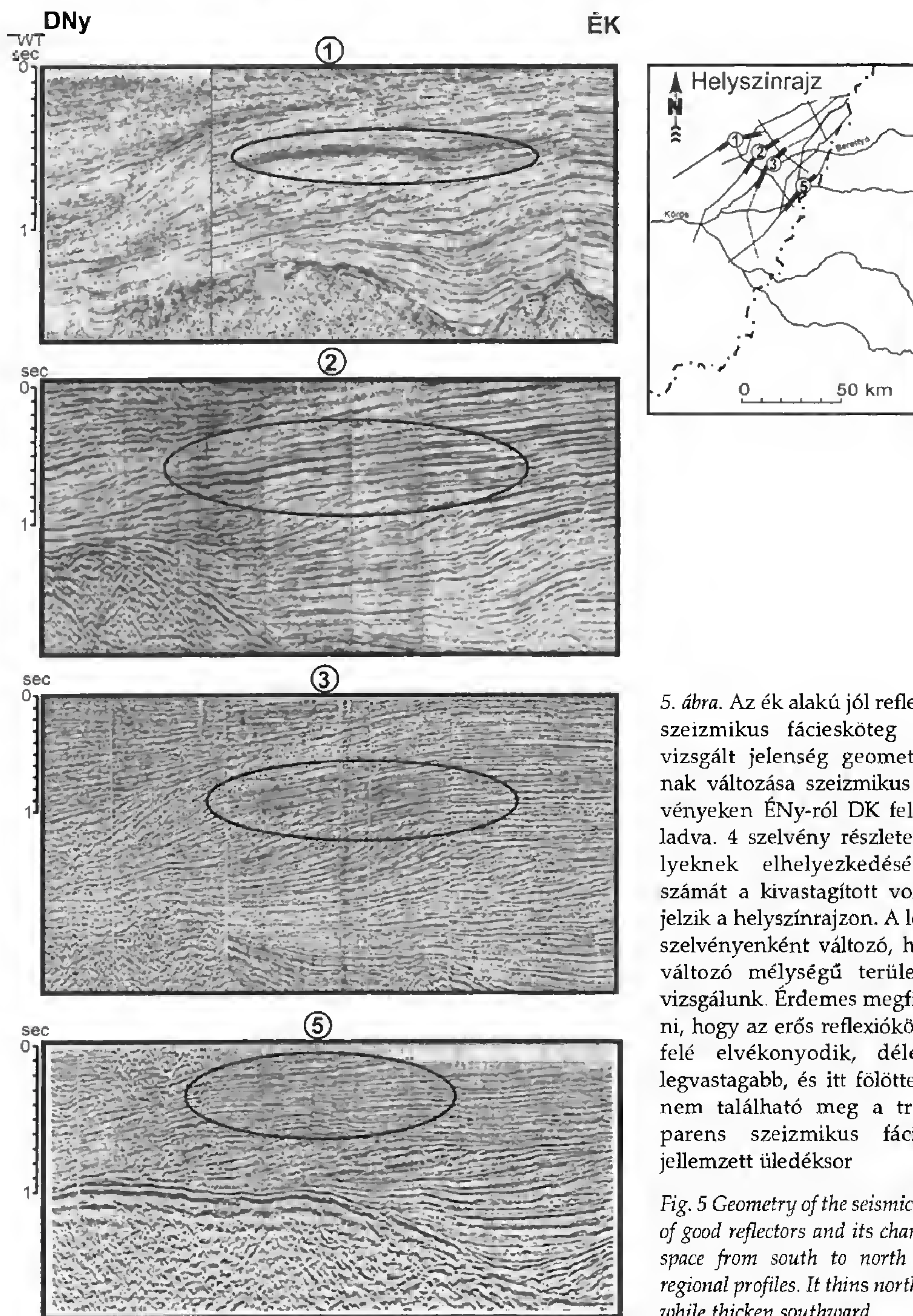
Fig. 3 Sequence stratigraphic interpretation on regional profile 2 in the E part of the basin. Legend: 1 syn-rift sediments, 2 shelf-edge



4. *ábra.* Szekvencia-sztratigráfiai értelmezés az ÉK-i behordási területen: 4. regionális szelvény. Jelmagyarázatot l. 3. ábrán

Fig. 4 Sequence stratigraphic interpretation on regional profile 4 in the E part of the basin. Legend: 1 syn-rift sediments, 2 shelf-edge

A jelenség megfigyelhető az egész K-Alföldön, de ÉNy-ról DK-i irányban haladva különböző jellegzetességeket mutat (5. *ábra*). Az árok tengelyében fejlődött ki a legjobban az ék alakú erős reflexióköteg, míg É felé egyre vékonyodik. A déli szelvényeken látszik, hogy a felső része hiányzik, valószínűleg teljesen erodálódott, és így összeolvad a fölötte megjelenő Pa–4 harmadrendű szekvenciával.

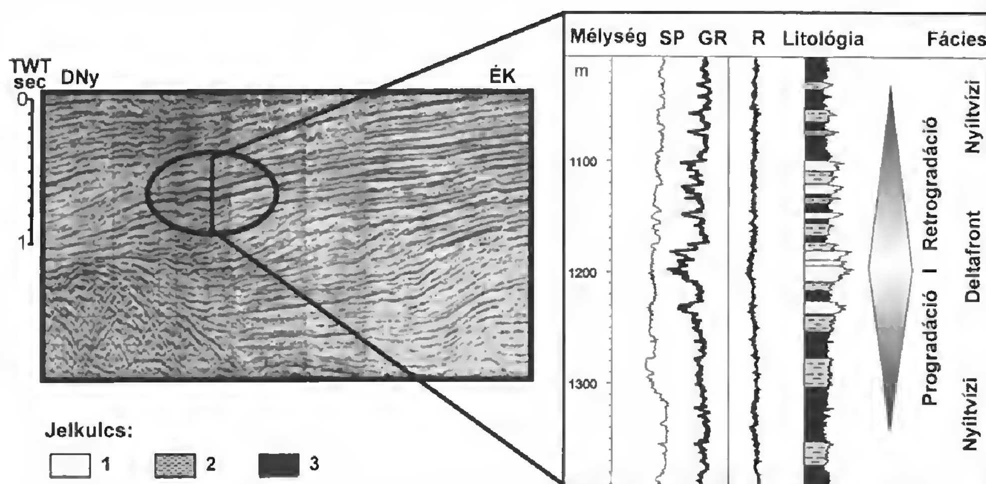


5. ábra. Az ék alakú jól reflektáló szeizmikus fácieköteg és a vizsgált jelenség geometriájának változása szeizmikus szelvényeken ÉNy-ról DK felé haladva. 4 szelvény részlete, melyeknek elhelyezkedését és számát a kivastagított vonalak jelzik a helyszínrajzon. A lépték szelvényenként változó, hiszen változó mélységű területeket vizsgálunk. Érdemes megfigyelni, hogy az erős reflexióköteg É felé elvékonyodik, délen a legvastagabb, és itt fölötte már nem található meg a transzparens szeizmikus fáciessel jellemzett üledéksor

Fig. 5 Geometry of the seismic facies of good reflectors and its change in space from south to north on 4 regional profiles. It thins northward while thicken southward

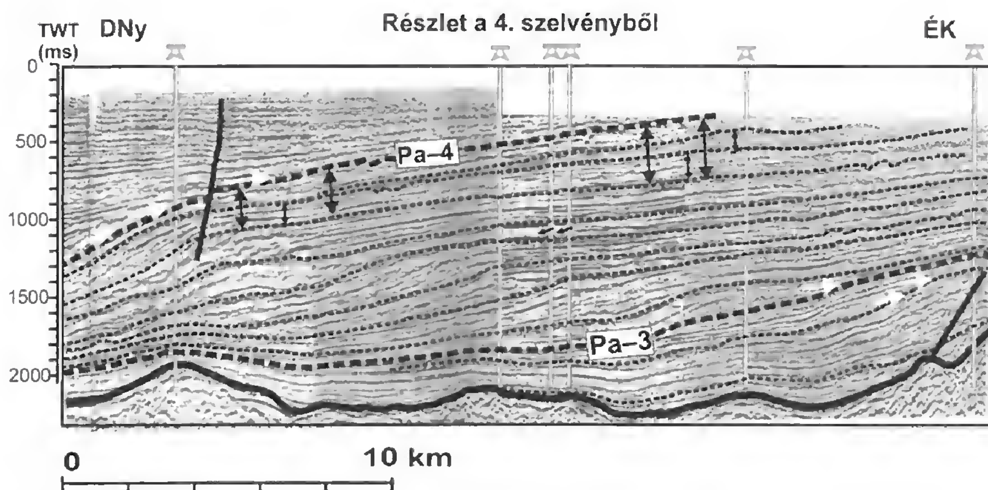
A 2. szelvény elnyújtottabban mutatja azt az érdekes kiékelődő, éles reflexiókkal jellemezhető mintázatot, amelynek a ráeső fúrásokban végzett szedimentológiai, szekvencia-sztratigráfiai vizsgálata egy jelentős progradációs-retrogradációs ciklust jelez számunkra (a *6. ábra* szeizmikus szelvényen és egy fúrás rétegsorában mutatja ezt a jelenséget). Az ék alakú reflexióköteg egyes elemeinek elvégződései gyakorlatilag kijelölik a deltafront határát a nyíltvíz irányában, vagyis lehetővé teszik a mindenkori selfperem azonosítását. Ez lefelé egyértelműen látszik is, felfelé azonban, a transzgresszív rendszeregységben a retrogradációt lehet egyértelműen kijelölni a segítségével. A korábban feltételezettnél jóval erőteljesebb, nagyobb területre kiterjedő és gyors transzgresszió történt a Pa–3 harmadrendű szekvencia transzgresszív és nagyvízi rendszeregységében. Ez a transzgresszió Földestől ÉK-re már egészen kis mélységben észlelhető, a kvarter képződmények helyenként közvetlenül nyíltvízi üledékekre települnek, ettől ÉK-re azonban a pannóniai rétegsor legfelső része erodálódott. Vajon mi okozhatta ezt a nagy területre kiterjedő, nagymértékű transzgressziót?

A 4. szelvény részlete, amely a mesterszelvénytől délre húzódik, a *7. ábrán* tekinthető meg. Ezen a szelvényen a szeizmikus mintázat nem teljesen tisztán mutatja a transzgressziót, valószínűleg még nagyobb mértékben erodálódott a harmadrendű



6. ábra. A vizsgált szeizmikus jelenség földtani háttere: a kiékelődő erős reflexióköteg és az alatta– fölötte megjelenő transzparens szeizmikus fácies földtani értelmezése egy földesi fúrás rétegsorában. Megfigyelhető, hogy az erős reflexióval jellemzett kiékelődő szeizmikus fácies egy progradáló, majd retrogradáló partközeli, sekélyvízi deltafront üledéksort jelez, míg a fölötte megjelenő transzparens szeizmikus fácies nyíltvízi üledéksort takar, amely a transzgresszió során a széles selfen rakódott le. Ebben a fúrásban mindössze 150-200 m vastag a deltafront, és még több száz m vastag nyíltvízi üledéket találunk fölötte, tehát az Algyői Formációba beékelődik a deltafront üledéksorba. ÉK felé haladva a deltafront rétegsor vastagsága erősen megnövekszik, és ez alkotja az Újfalui Formáció 1000 m vastag üledéksorát, míg a nyíltvízi üledékek részaránya fokozatosan csökken. Helyszínrajz: l. 5. ábra 2. szelvény. Jelmagyarázat: 1. homokkő, 2. aleurolit, 3. agyagmárga

Fig. 6 Geological background of the studied seismic facies: the pinching out strong reflectors means a prograding–retrograding wedge of deltafront sediments. This gives a good evidence for the strong regional scale 3rd order transgression, built up by 4th order cycles. Location: see Fig. 5, profile 2. Legend: 1 sandstone, 2 siltstone, 3 clay marl



7. ábra. Részlet a 4. szelvényből. Jelentős transzgresszó, a Pa–3 harmadrendű szekvencián belül a felsőbb negyedrendű szekvenciák (3. rendű TST) visszafelé, a partvonal irányába történő vastagodása figyelhető meg. A 3. rendű szekvencia nagyvízi rendszeregysége szinte teljesen erodálódott. Helyszínrajz: I. 4. ábra.

Fig. 7 Detail of Fig. 4 with the expression of a strong transgression. Note the thickening back of the 4th order cycles in the upper part (TST) of the 3rd order cycle. Location: see Fig. 4

szekvencia teteje. A fúrásokban azonban egyértelműen látszik a felfelé durvuló szemcseösszetételű partközeli rétegsorok megjelenése a deltasíksági, és folyóvízi üledékek fölött. Ám a felső részen igen jól látszik a 4. rendű szekvenciák hátrafelé, a part irányában történő kivastagodása, és az egész rendszer hátralépése. Ez a hátrafelé történő vastagodás tektonikai okokra, a terület ÉK felé történő billenésére utal.

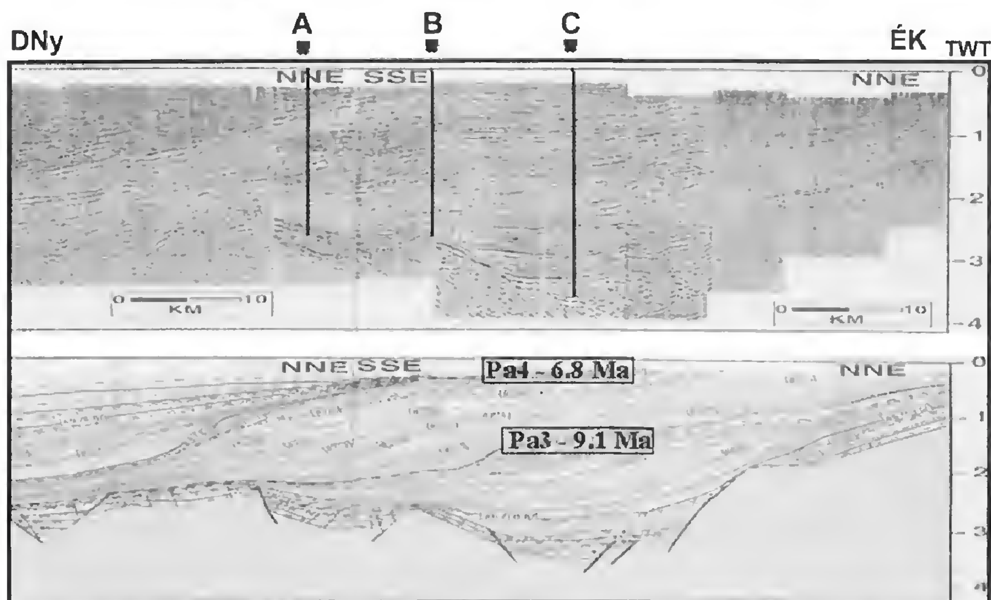
Az erős reflexióköteg tehát a vízszintingadozásra érzékeny, lapos morfológiai selfet minden ciklusban elöntő tó által létrehozott, azt lepelszerűen beborító nyíltvízi üledékeinek, majd a csökkenő vízszint idején a sekély selfen gyorsan progradáló deltafront nagy kiterjedésű üledékeinek gyakori váltakozását tükrözi.

A Pa–3 szekvencia rétegsora egy széles, az üledékképződés során kialakult morfológiai „selfen" rakódott le, igen vastag és kiterjedt deltafront, és parti síkság üledéksort létrehozva, ugyanakkor nem jellemzőek hozzá kapcsolódó vastag turbiditek, illetőleg jelentősebb vastagságú bevágódott völgyek sem, inkább csak maximum 50 m (egy esetben 100 m) vastagságot is elérő bevágódott medrek. Az árok legmélyebb zónájában mélyült Derecske–I fúrás vastag homokos turbiditrétegsorának nagy része még az előző, Pa–2 és Pa–1 harmadrendű szekvenciákhoz tartozik, annak során képződött. A Pa–3 harmadrendű üledékes ciklusban kezdeti gyors süllyedés és az ezzel egyensúlyt tartó, sőt meghaladó delta progradáció után aggradáció következett, majd egy igen erőteljes transzgresszió nyomaira bukkantunk, amely nagy területen a partvonal és a folyóvízi síkság teljes elöntését eredményezte, mélyen benyomulva a szárazföld belseje felé, amely vastag folyóvízi rétegsor fölött, (ma igen sekély mélységben,) nyíltvízi üledéket eredményezett. A transzgresszió ilyen jelentős mértékére az eddigi földtani értelmezések során nem derült fény, fel

sem merült, hogy 3–400 m mélységben nyíltvízi képződményeket keressünk a mélymedence területén, közvetlenül a kvarter talp alatt. A transzgresszió mértékét jelzi az a tény, hogy e nyíltvízi és deltafront rétegsorok, vagyis a jellegzetes karottázs szelvényalak a vizsgált szelvényeinktől igen nagy távolságra, a Gelénes–1 alapkutató fúrásban is megtalálható.

A széles morfológiai self üledéksora a parttól való távolság függvényében

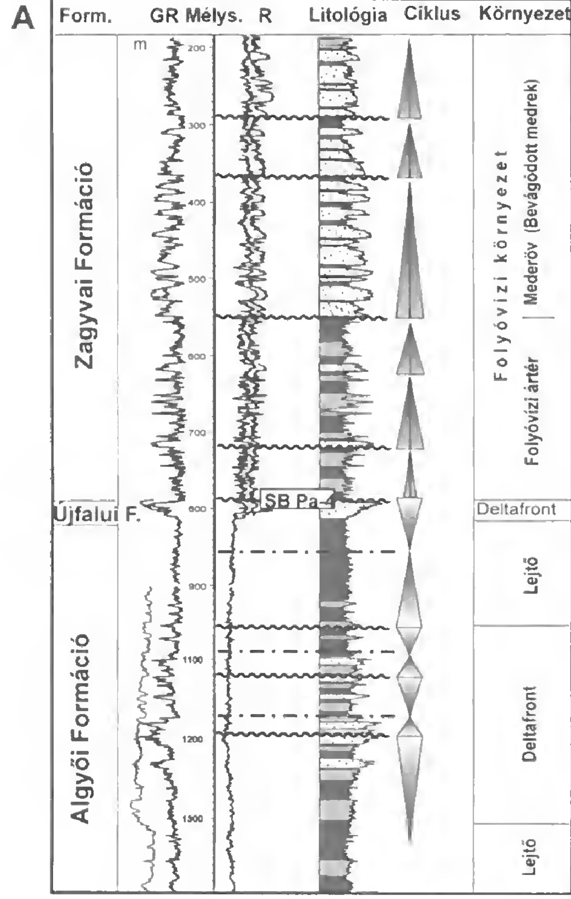
A Pa–3 harmadrendű szekvencia lerakódásának folyamán kialakult morfológiai self különböző részeit jellegzetes rétegsorok építik fel. Ennek szemléltetésére mutatunk be néhány fúrást, amelyek egymáshoz és a selfhez viszonyított helyzete a mesterszelvény (3. szelvény, VAKARCS 1997) aktuális szakaszán látható, habár helyzetük csak idealizált, a valóságban nem esnek egy szelvényre (*8. ábra*). A jellemző rétegsorok szedimentológiai, litológiai és szekvencia-sztratigráfiai értelmezése látható a self disztális és központi (*9/a és b ábra*), valamint proximális (*10. ábra*) részén.

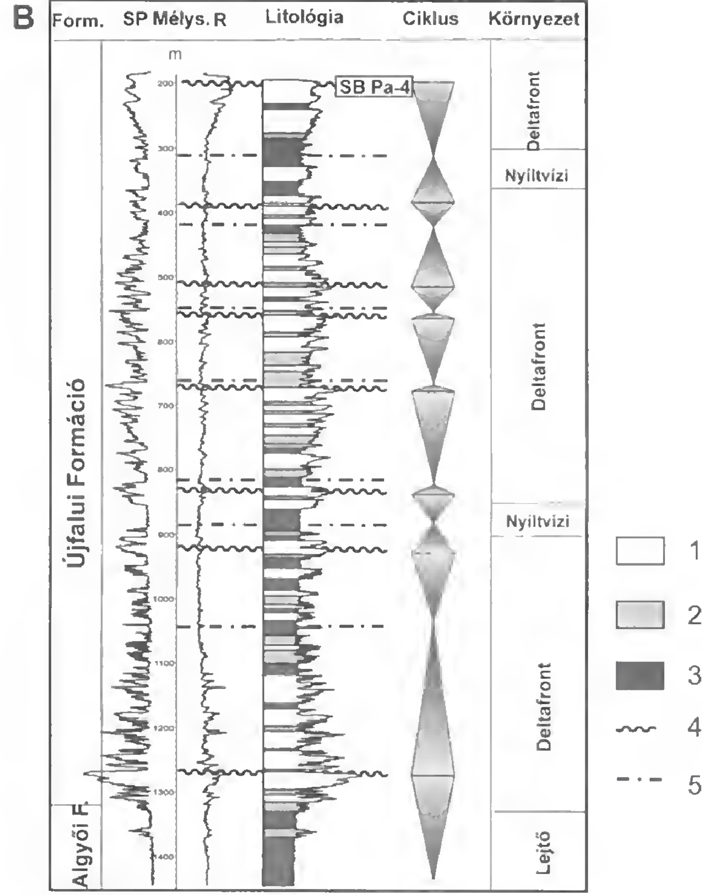


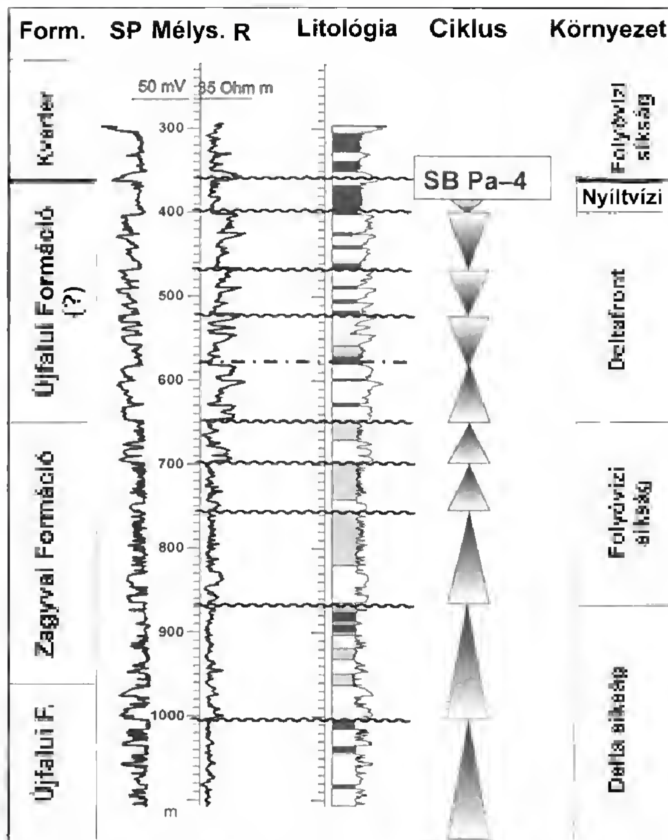
8. ábra. A Derecskei-árok mélyzónájában futó mesterszelvény (3. szelvény, VAKARCS 1994, 1997) és a bemutatott fúrások elvi helyzete a széles morfológiai self disztális, központi és proximális részén

Fig. 8 Profile 3, the master profile by VAKARCS (1994, 1997), and theoretical position of the wells shown below, in the distal, central and proximal part of the wide morphological "shelf"

A morfológiai self disztális (parttól távolabbi) részén a Pa–3 szekvenciát főleg nyíltvízi üledékek építik föl, amelybe közbetelepül a progradáció során leülepedett vastag deltafront sorozat. A felfelé durvuló és vastagodó homokkőtestek progradációt, míg a fölfelé finomodó és vékonyodó homokkőrétegek a partvonal visszahúzódását jelzik. E fölött még 250 m vastag nyíltvízi üledéksort találunk, amely jelzi, milyen hosszú ideig tartott a transzgresszió, és mennyi üledék erodálódhatott a Pa–3 szekvencia felső részéből.


A
Form.
GR Mélys.
R
Litológia
Ciklus
Környezet
m
Zagyvai Formáció
Újfalui F.
Algyői Formáció
SB Pa-4
Folyóvízi környezet
Mederöv (Bevágódott medrek)
Folyóvízi ártér
Deltafront
Lejtő
Deltafront
Lejtő


B
Form.
SP Mélys. R
Litológia
Ciklus
Környezet
m
SB Pa-4
Újfalui Formáció
Algyői F.
Deltafront
Nyíltvízi
Deltafront
Nyíltvízi
Deltafront
Lejtő
1
2
3
4
5



10. ábra. Jellemző litológiai és szedimentológiai felépítés, valamint üledékes ciklusok a széles morfológiai „selfnek" a partvonalhoz közelebbi, proximális részén. A fúrás idealizált helyzete a *8. ábrán* látható. Megfigyelhető, hogy a vastag folyóvízi rétegsor fölött újra megjelennek a felfelé durvuló szemcseméretű deltafront üledéksorok, paraszekvenciákat és negyedrendű ciklusokat alkotva. A 6,8 M év Pa–4 szekvenciahatárra a kvarter képződmények települnek. Jelmagyarázat: l. *9. ábra*

Fig. 10 Characteristic lithology, sedimentology and depositional cycles in the proximal part of the wide morphological "shelf". Note that above the fluvial sediments we can see a thick deltafront succession forming coarsening upward parasequences as well as 4th order cycles. Idealistic location: see Fig 8. Legend: see Fig. 9

A morfológiai self központi részén több, mint 1000 m vastag deltafront üledéksor rakódott le, benne ideális, szinte tankönyvi példának kínálkozó szekvenciasztratigráfiai ciklusokkal. A ciklusok belső felépítése változik a rétegsorban: alul a TST (transzgresszív rendszeregység) a legvastagabb, a rétegsor középső szakaszán főleg a HST-k (nagyvízi rendszeregység) dominálnak, majd a legfölső részen szintén a TST szakasz dominanciája a jellemző. Tehát a legalsó és a legfölső részén a nyíltvízi hatások erősebbek, a deltalejtő közelebb van.

A self proximális részén bemutatott fúrás (*10. ábra*) a Derecskei-árok legmélyebb zónájában mélyült, itt a rétegsorban csak a legfelső 1000 métert ábrázoltuk. Az ábrázolt szakasz alatt még 1000 m vastag deltafront üledéksor található. A szelvényben megjelenik a deltasíkság több, mint 200 m vastag rétegsora, majd egy ideális szelvényképpel rendelkező folyóvízi rétegsor. Végül e fölött újra megjelennek a felfelé durvuló deltafront üledékek aggradációs jelleggel, és több száz méter vastag-

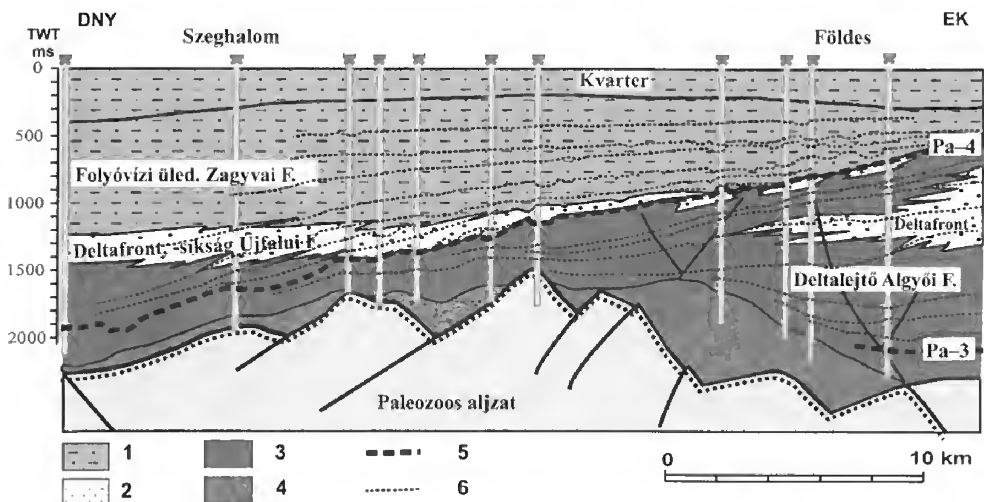
← *9. ábra.* Jellemző litológiai és szedimentológiai felépítés, valamint üledékes ciklusok a széles morfológiai „self" különböző részein, a parttól való távolság függvényében. A/ disztális helyzetben, B/ a self központi részén. A fúrások idealizált helyzete a 8. ábrán látható. Jelmagyarázat: 1. homok, 2. aleurolit, 3. agyagmárga, 4. szekvenciahatár, 5. maximális elöntési felszín (MFS)

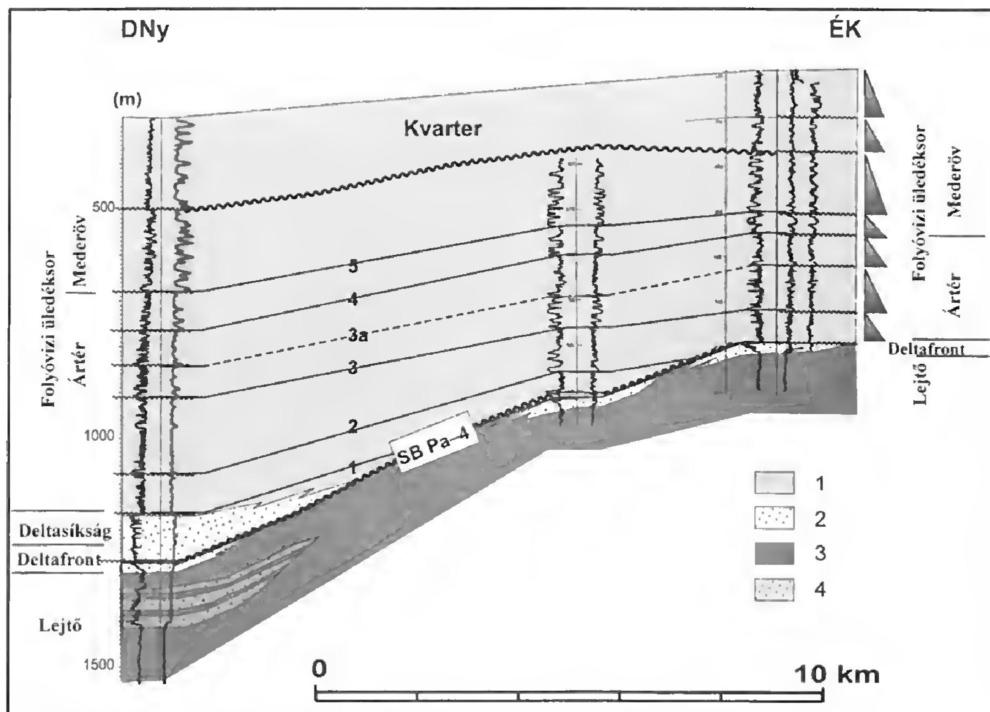
Fig. 9 Characteristic lithology, sedimentology and depositional cycles in the A) distal and B) central part of the wide morphological "shelf". Idealistic location: see Fig 8. Legend: 1 sandstone, 2 siltstone, 3 clay marl, 4 SB, 5 MFS

ságot is elérnek. A nyíltvízi szakaszok felfelé vastagodnak, majd közvetlenül a nyíltvízi üledékek tetején eróziós diszkordanciával települnek a kvarter képződmények. Itt jelentkezik tehát legpregnánsabban a Pa–3 harmadrendű szekvenciában tárgyalt jelentős mértékű transzgresszió nyoma, ahol a 200 m vastag alluviális rétegsor fölött újra jelentkeznek a felfelé durvuló deltafront sorozatok, paraszekvenciák, és fölötte újra megjelenik a nyíltvízi rétegsor, több száz méter vastagságban.

A Pa–4 szekvenciahatár jelentősége

A 6,8 M éves szekvenciahatár szedimentológiai vizsgálata során kiderült, hogy az előző erőteljes transzgresszióhoz képest több száz méter relatív vízszintesés következett be, amelyet a fáciesek gyökeres térbeli átrendeződése kísért, és ezt sikerült rekonstruálni. A szekvenciahatár jellege, az alatta és fölötte települő rétegsorok jellemzői azonban jól követhetők a 2. szelvény fúrással feltárt részén, Dévaványa–Földes térségében (*11. ábra*). A szedimentológiai–szekvencia-sztratigráfiai szelvényen jól látható az időszintek (harmad- és negyedrendű szekvenciahatárok), valamint az üledékes fáciesek kapcsolata. A szelvény ÉK-i részén látjuk a deltafront előrenyomulását, majd a jelentős transzgresszó (TST) meglehetősen vastag nyíltvízi üledéksort eredményezett. Végül, az igen gyors relatív vízszintesés a kiemelt területeken erózióval járt, és a csökkenő vízi rendszeregységben (FSST – Plint & Nummedal 2000, Plint et al. 2001) a deltafront üledékeket csak töredékesen találjuk meg, igen csekély vastagságban, fölöttük közvetlenül folyóvízi üledéksorok települnek. E szint fölött már csak folyóvízi ciklusokat tudunk elkülöníteni egymás fölött, több ritmusban (*12. ábra*). A fúrási rétegsorokban elkülönített felfelé finomodó tendenciájú folyóvízi üledékciklusok meglepő módon jól látszanak a szeizmikus szelvényen is, és a medersorozatokkal jellemezhető mederöv fáciesek is jelentkeznek a szeizmikus szelvényeken kisebb méretű bevágódott mederként, ill. a reflexiók rendellenességeiként (*9/a, 11, 12. ábra*).





12. ábra. A harmadrendű Pa–4 (6,8 M év) szekvenciahatár megjelenése karottázsszelvényeken, és a fölötte lévő folyóvízi rétegsor szekvencia-sztratigráfiai értelmezése, valamint a ciklusok korrelációja. A szelvény helyzete a 3. ábrán látható. Jelmagyarázat: 1. uralkodóan aleuritos-homokos rétegsor, 2. finomhomokos rétegsor vékonyabb agyagmárga közbetelepülésekkel, 3. uralkodóan agyagmárga, márga, agyagkő, 4. finomhomokos áthalmozott üledékek

Fig. 12 The 3rd order SB Pa–4 and the correlation of younger fluvial cycles on well logs. Legend: 1 fluvial sediments, 2 deltaic sediments, 3 offshore & slope marls, 4 reworked sediments

← *11. ábra.* Földtani–szekvencia-sztratigráfiai szelvény Szeghalom–Földes környezetében, melynek helyzete a 3. ábrán látható. Jelentős fáciesváltozások figyelhetők meg a 6,8 Ma Pa-4 szekvenciahatáron az igen nagy mértékű relatív vízszincsökkenés hatására. A Pa–3 harmadrendű szekvencia csökkenő vízi rendszeregységében (FSST) a részben erodálódott deltafront homokkövek maradványai a többi homokkőtesttől elszakadva, közvetlenül a jóval fiatalabb folyóvízi üledékek alatt található. E fiatalabb folyóvízi üledékek másutt esetleg közvetlenül a nyíltvízi üledékekre települnek. Jelmagyarázat: 1. Uralkodóan aleuritos-homokos rétegsor, 2. Finomhomokos rétegsor vékonyabb agyagmárga közbetelepülésekkel, 3. Uralkodóan agyagmárga, márga, agyagkő, 4. syn-rift (szarmata–badeni) üledékek, 5. harmadrendű szekvenciahatár, 6. negyedrendű szekvenciahatár

Fig. 11 Geologic and sequence stratigraphic profile around the Szeghalom–Földes basement high. For location see Fig. 3. Overall delta progradation was interrupted by a strong transgression, forming thick offshore sedimentary unit above the deltafront wedge in the NE. Extreme facies changes were caused by large scale relative lake-level fall on SB Pa–4 at around 6,8 My. The stranded parasequences of the FSST can be seen under the SB Pa–4 in the NE part of the profile. Legend: 1 fluvial sediments, 2 deltaic sediments, 3 offshore & slope marls, 4 syn-rift sediments, 5 3rd order SB, 6 4th order SB

Fejlődéstörténeti következtetések a K-Alföldön

A kapott fejlődéstörténeti eredmények nyomán megállapítottuk, hogy a 6,8–9,1 M év között leülepedett harmadrendű szekvencia üledéksora egy tektonosztratigráfiai ciklust alkot, amelynek során a medence szerkezetfejlődése gyökeres változáson ment át. A harmad- és negyedrendű szekvenciák arhitektúrája segítségével datálhatók lehetnek a szerkezetfejlődés változásai, és a medence kompressziójának kezdete. A kompresszió előtt azonban jelentős kimélyülés, a relatív vízszint jelentős megnövekedése, és a part irányába (ÉK felé) történő kibillenés következett be az Alföld K-i részén, ill. a Derecskei-árok környezetében. Ez magyarázható az árok É-i részén, nagyjából a 2. szelvény vonalában futó oldaleltolódás kiújulásával, amely a balralépés következtében transztenziót eredményezett az árokban, míg transzpressziót a biharnagybajomi magaslat környezetében (Rédly 1988, 1990). Az integrált-sztratigráfiai vizsgálatoknak eredetileg nem volt célja a medence szerkezetföldtani tanulmányozása, eredményeink azonban komoly tektonikai változásokra utalnak már a pannóniai korszakon belül.

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények integrált-sztratigráfiai vizsgálata az Alföld északnyugati részén

Az Alföldön az egyik fő behordási irányt az ÉNy-ról érkezett, hatalmas üledéktömeget szállító folyó képezte, amely karéjos típusú deltarendszert alkotva töltötte fel fokozatosan az Alföld medencéinek kétharmad részét. A delta belépési helyét azonban ma sem ismerjük pontosan, ezért kiterjedt kompozit szelvényhálót állítottunk össze. A szelvények egyelőre mégsem adtak erre kielégítő magyarázatot. Érdekes módon a partvonal selfperemeinek kitérképezése (Vakarcs 1997), illetve bizonyos szedimentológiai jellegek térképezése (lásd később) azt mutatják, hogy szinte É–D irányú volt a partvonal a Nyugat-Alföldön, tehát északi belépéssel nem, vagy csak jelentéktelen mértékűvel kell számolnunk. Ezen belül azonban a DNy-i részen széles, lapos rámpa, sekély medence alakult ki, igen lassú feltöltődéssel, míg ÉNy-on meredekebb lejtővel, előbb sekélyebb, majd amint elérte a feltöltődés a Jászságot, mélyebb medencével, meredekebb lejtővel számolhatunk. A két legnyugatabbi alföldi regionális szelvényünkön szinte nem is látszik a behordási irány, a ferderétegzett lejtő (foreset) szeizmikus fácies nem nyomozható (*1. ábra*, I–II. szelvény). Persze a szelvényirányainkat nagy mértékben meghatározta a rendelkezésre álló szeizmikus háló, amely az egész országban ÉNy–DK, illetve DNy–ÉK-irányú, nincsenek NY–K-i szelvényeink. Mivel egy rámpa jellegű, igen lapos, nyugatról jövő feltöltődéssel állunk szemben a Duna–Tisza köze középső részén, a rendelkezésre álló szelvényhálón a csekély vastagságok és a gyenge minőség miatt nem jelentkezik karakterisztikusan a behordás. Egy karéjos típusú delta egyébként is félkörívben sok apró mederrel rendelkezik, és nem egy-egy hosszan benyúló „lábbal", mint a Mississippi-típusú madárláb-delták. (Ez utóbbiról ma már azt feltételezik, hogy nem természetes, hanem antropogén hatásra alakult ki.)

A Duna–Tisza köze déli részén végzett részletes szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok szerint azonban ennek ellenére a kis vastagságú pannóniai üledéksor a ciklusok szintjén folyamatos a kezdetektől 6 M évig (Tóthné Makk 2003, Tóth-

MAKK in rev.) E szerint tehát itt igen lassú üledékképződéssel számolhatunk, ami nem jellemző egy deltaágra. A deltaágak nyilván a nagyobb süllyedéssel rendelkező területek felé, a mélyebb erózióbázis felé mozdultak el.

A többi (III–V.) regionális szelvényen azonban már a Jászsági-medencében is határozottan látszik a feltöltés, tehát az Alföld ÉNy-i csücskéből, az aljzati Bugyi-magaslattól északra kb. 9 M évtől kezdve jelentős folyóvízi deltaággal számolhatunk. A Bugyi-magaslat a pannóniai-fáciesekből ítélve már ebben az időben is csak sekély vízzel borított (esetleg időnként kiemelt) hátság volt, és feltehetően elválasztotta a tőle északról és délről beömlő folyókat, illetve deltaágakat. Ez a két terület homokkő mintáinak nehézásvány-tartalmában is jelentkezik (THAMÓNÉ BOZSÓ et al. in print) ennél fogva lehetséges, hogy a 7–9 M éves időkeretben két külön folyóról volt szó a Pa–3 harmadrendű szekvenciában.

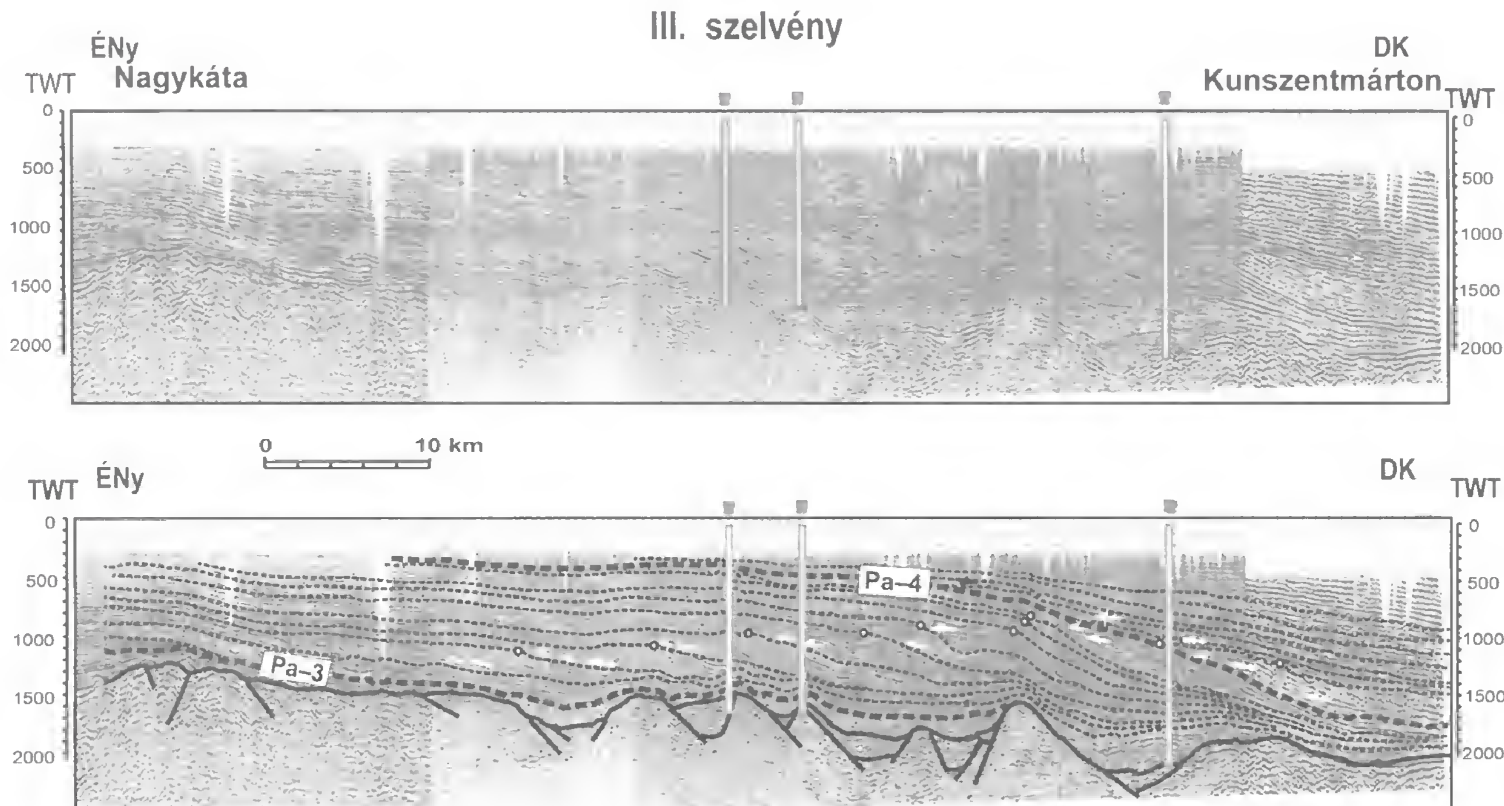
A III. szelvény jól szemlélteti, hogy a Pa–3 szekvenciahatár idején az Alföld ÉNy-i területén még jelentéktelen volt mind az üledékképződés mértéke, mind a vízmélység (*13. ábra*). Ezután érte el szelvényünket a partvonal, illetve a delta-progradáció. A medencerész folyamatos süllyedése, a vízmélység és a kitölthető tér növekedése jellemezte, amellyel azonban az üledékbehordás egyensúlyt tudott tartani, sőt meghaladta azt. Így erős aggradációval párosult progradáló rétegsorokat láthatunk, jellegzetes szeizmikus szelvényképet, valamint litofácies egységeket létrehozva.

A Pa–4 szekvenciahatáron történt események itt is jelentős változást hoztak, akárcsak a Kelet-Alföldön. Itt is jelentős relatív vízszintcsökkenést tapasztalunk, bár nem olyan gyors és hirtelen csökkenést, mint északkeleten. Keveset tudunk a Pa–4 szekvenciahatáron történt eróziós eseményekről, illetve egy-két töredékes ciklus maradványát láthatjuk, de az ÉK-en jellegzetes szelvényképpel rendelkező kibillenés és erőteljes transzgresszió nyomai egyáltalán nem láthatók a szeizmikus szelvényeken. Fúrási rétegsorokban azonban tapasztalható kisebb vastagságú, felfelé durvuló deltafront rétegsorok visszatérése a deltasíksági üledékek fölött.

Az ÉNy-i behordási területen is tapasztalható tehát a Pa–3 szekvencia igen erős aggradációja és progradációja. A deltafront és deltasíksági rétegsorok nagy mértékű kivastagodása az egész Duna–Tisza közén, és a Jászság északi részén megfigyelhető. A negyedrendű szekvenciáknak a Pa–4 szekvenciahatárig történő „sztratigráfiai emelkedése" jellemző, ami a selfperemet jelölő karikák egymásutániságában figyelhető meg a *13. ábrán*, míg onnan kezdve a relatív vízszint csökkenése indul meg, de határozottan lassabban és fokozatosabban, mint ÉK-en, ami nem vonta maga után a litofáciesek oly mértékű drasztikus változását, mint ahogyan azt a szeghalomföldesi szelvényben láthattuk.

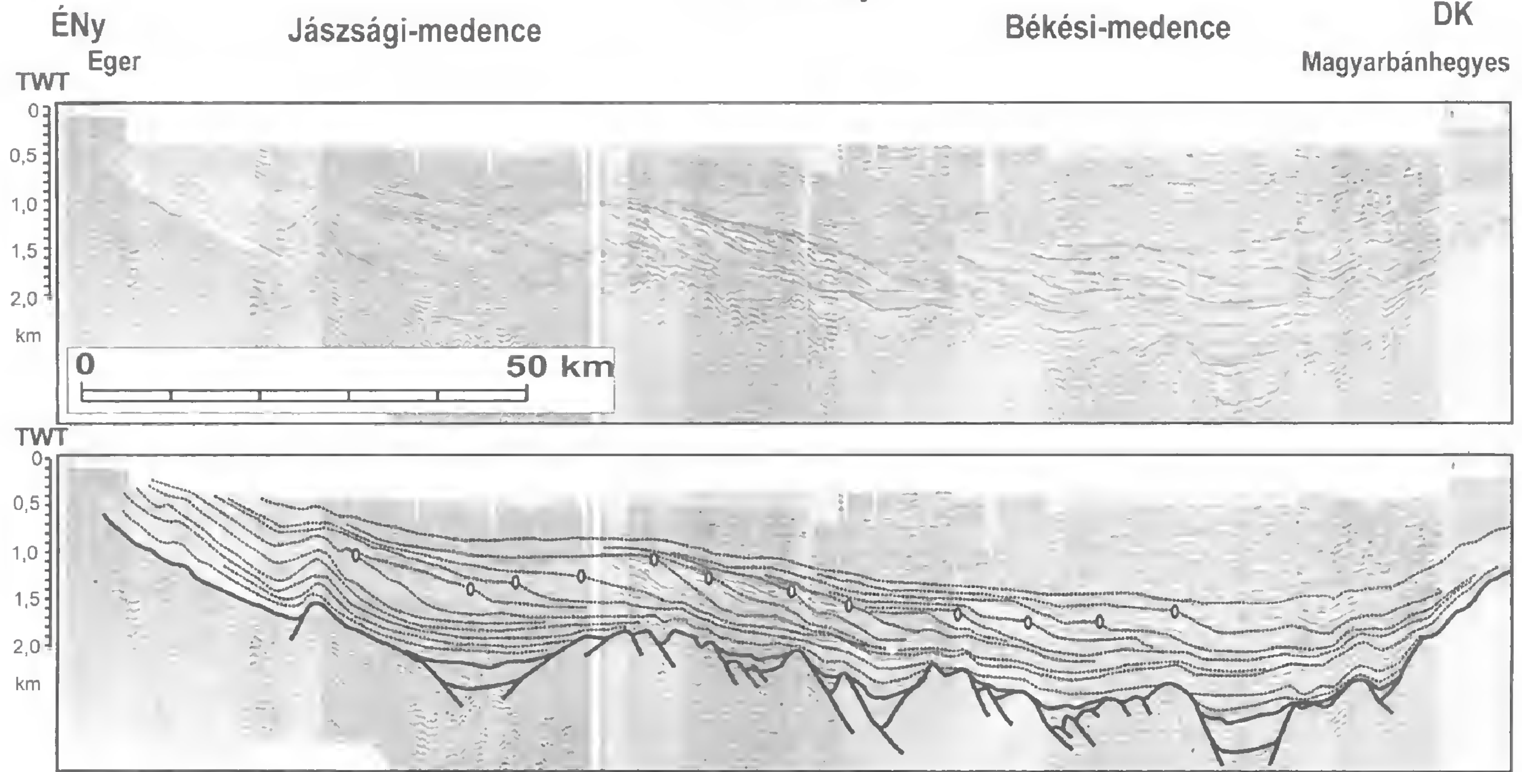
Jellemző még a vizsgált szelvényeken, hogy a jelentős Pa–4 szekvenciahatárhoz kötődő relatív vízszintcsökkenés után a behordási irányok megváltoztak, és a kompresszió nyomán a kiemelkedéseket megkerülve érték el a folyók a medencét.

Végül egy egész Alföldet átszelő szekvenciasztratigráfiai szelvényt mutatunk be, amely a Jászsági és a Békési-medence mélyzónáin fut keresztül, É–ÉNy, D–DK-i irányban Eger, és a Battonyai-hát keleti része között (*14. ábra*). Ezen a szelvényen a Jászsági-medence süllyedése, a Pa–3 szekvencia lerakódása során történt aggradáció kisebb mértékű, mint az előző szelvényeken, vagyis néhány negyedrendű



13. ábra. III .szelvény szekvencia-sztratigráfiai értelmezése az ÉNy-i behordási területen

Fig. 13 Sequence stratigraphic interpretation of regional profile III in the area of sediment input from the NW. For location see Fig.1



14. ábra. Az Alföldet átszelő V .szelvény szekvencia-sztratigráfiai értelmezése az ÉNy-i behordási területen

Fig. 14 Sequence stratigraphic interpretation of regional profile V throughout the Hungarian Plain in the area of sediment input from the NW. For location see Fig.1

ciklusnál látszik a parti rálapolódás ("coastal onlap"). A rétegtani emelkedés azonban itt is megfigyelhető a Pa–4 szekvenciahatárig, onnantól kezdve azonban csökkenni kezd a selfperemek szintje. A szekvenciák architektúrája kicsit más, hiszen az aljzatmorfológia itt teljesen másképp alakult a különböző időszakokban, mint az eddig vizsgált szelvényeken. Látható, hogy az utolsó értelmezett időszint fölötti (már tisztán folyóvízi, ártéri) rétegsorok által felépített vastag medencekitöltés igen fiatal (pliocén) korú, és hogy az időszintek szépen rálapolódnak a Battonyai-hátra. Ez nem jelenti azt, hogy ott korábban nem volt üledékképződés, csak rendkívül kondenzált jelleggel folyt (MAGYAR et. al. 2004). A szelvény északi részén jól látható, hogy a középhegység déli előterében az időszintek kifutnak a felszínre, ami a középhegység későbbi kiemelkedését bizonyítja.

A bevágódott völgyek jelentősége az ÉNy-i területen

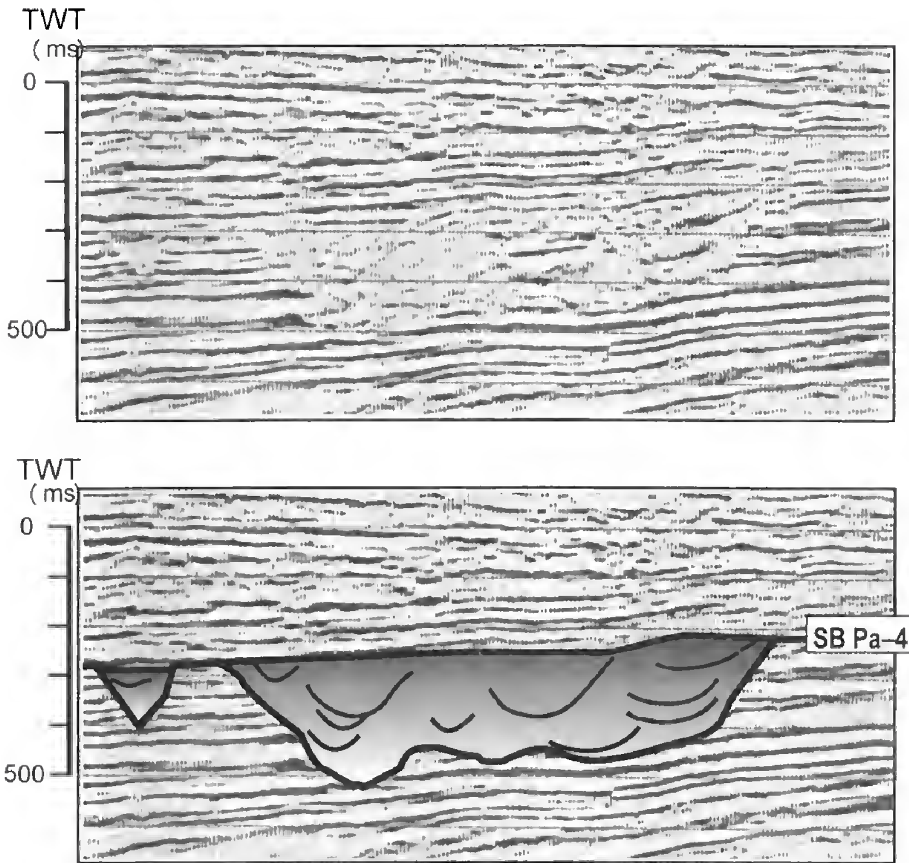
A szelvények részletesebb vizsgálata során kiderült, hogy bizonyos szintekhez, így főleg a 6,8 M éves szekvenciahatárhoz az Alföld ÉNy-i részén igen jelentős bevágódott völgyek, medersorozatok kapcsolódnak. Több száz méter mély, és igen széles völgyek és kanyonok nyomozhatók a szelvényeinken, amelyekből példát a *15. ábrán* mutatunk be. A völgyek története több szakaszból állt, többszöri bevágódás nyomai tapasztalhatók, ami azt jelzi, hogy több relatív vízszintesés is rajta hagyta a nyomát. Ezt a jelenséget, és a bevágódott völgyeket szeretnénk kitérképezni a közeljövőben, ami remélhetőleg választ ad a behordások irányára vonatkozó megoldatlan kérdésekre.

Diszkusszió

Fejlődéstörténeti és tektonikai összefüggések

Az Alföld pannóniai rétegsorában a különböző behordási irányokból vizsgált feltöltődés menetét tekintve harmad- és negyedrendű üledékes ciklusok kerültek azonosításra. Ezek közül az Alföldön legjelentősebb a 6,8–9,1 M év között felhalmozódott Pa–3 jelű harmadrendű szekvencia, amelyet érdekes szeizmikus mintázat, valamint szélsőséges szedimentológiai felépítés jellemez körben a medence területén. A jelenség fejlődéstörténeti, illetőleg tektonikai okokra vezethető vissza. Az integrált-sztratigráfiai eredmények alapján úgy véljük, hogy a 6,85–9,15 M év között leülepedett harmadrendű szekvencia üledéksora egy tektonosztratigráfiai ciklust alkot, amelynek során a medence szerkezetfejlődése gyökeres változáson ment át. A harmad- és negyedrendű szekvenciák architektúrája segítségével datálhatók lehetnek a szerkezetfejlődés változásai, és a medence kompressziójának kezdete.

Az ÉK-i behordás területén a Pa–2 szekvencia leülepedése idején, vagyis 9,1–11 M évvel ezelőtt a Derecskei-árok és környezete még nem volt nagyon mély, bár környezetéhez képest akkor is üledékgyűjtő volt, hiszen a központi részén a legmélyebb árokban felhalmozódott 1000 m vastagságot elérő turbidit összlet jó része a legidősebb Pa–1 szekvenciához, kisebb része a Pa–2 harmadrendű szekvencia legalsó részéhez kötődik, tehát a tengelyében folyamatosan süllyedt. Kb. 8–9 M évvel ezelőtt a partvonal progradációja elérte az árok DNy-i peremét, és ezzel



15. ábra. Bevágódott völgykitöltések a folyóvízi összleten belül a Pa–4 (6,8 M év) szekvenciahatárhoz kapcsolódóan az Alföld ÉNy-i részén

Fig. 15 Incised valley fills connected to the Pa–4 (6.8 My) sequence boundary in the NW part of the Hungarian Plain

befejeződött annak feltöltése. Mielőtt azonban a progradáció tovább folytatódott volna, kb. 8 M évvel ezelőtt az oldaleltolódásos mozgások aktivizálódtak, és megindult a Pa–3 harmadrendű szekvencia kialakulása. A balos oldaleltolódásos mozgások a mélyzónákban (a Derecskei-árokban) transztenziót, erős kimélyülést, a kiemelt peremterületeken (Biharnagybajom, Szeghalom) transzpressziót eredményeztek, ami a látszólagos (?) kibillenés, a szekvenciák hátrafelé történő kivastagodásának oka lehet. Ez a mélyzónákban az üledékbefogadó potenciál (azaz az akkomodációs tér) erőteljes növekedését idézte elő. Az igen nagy mértékű üledékképződés először egyensúlyt tudott tartani vele, majd a süllyedés meghaladta az üledékbehordás mértékét.

E szerkezeti mozgások jelentős transzgressziót eredményeztek, a parti síkság és a folyóvízi síkság nagy területei újra víz alá kerültek, az egész rendszer visszalépett a Pa–3 szekvencia lerakódásának transzgresszív fázisában. A legmagasabb vízszintet, a legnagyobb elöntést (MFS) kb. 7,2–7,5 M év közötti időszakban érte el a tó (beltenger), kialakítva a jellegzetes szekvencia-sztratigráfiai mintázatot, és mivel az üledék-

behordás mértéke még mindig igen jelentős volt, a széles morfológiai self központi részén helyenként 1000 m vastag deltafront rétegsor rakódott le. A hátrafelé billenés/vastagodás azonban nem csak a mélyzónát, hanem az egész K-i területet érintette.

Az integrált-sztratigráfiai vizsgálatok lehetőségeit és konklúzióit mutatjuk be egy szelvénysorozattal (*16a, b, c ábra*). Jól látható, milyen kapcsolatban állnak egymással a szekvencia-sztratigráfiai, a biosztratigráfiai és a litosztratigráfiai feldolgozások során értelmezett különféle egységek: ciklusok, formációk és biozónák, valamint hogyan jelenik meg ezek hatása az üledékes fáciesekben. Ezen a szelvényen a folyóvízi és deltafront–deltasíksági képződmények határának változásán látszik elsősorban a vízszintingadozás hatása.

A Pa–4 szekvenciahatár környékén, kb. 6,8 M év körül, jelentős kompresszió vette kezdetét a medenceperemeken, így a Derecskei árokban is, vagyis megkezdődött a medence inverziója, míg a medencebelsőben (Békési-medence, Makó–Hódmezővásárhelyi-árok) a süllyedés folytatódott. Ez eredményezte a Pa–4 szekvenciahatár kialakulását, és a relatív vízszint igen jelentős mértékű csökkenését a Pannon-medence K-i területein. Ez a kiemelkedő területeken a Pa–3 szekvencia felső részének igen erőteljes erózióját okozta. Ez az erózió differenciált módon zajlott le a partvonal különböző részein.

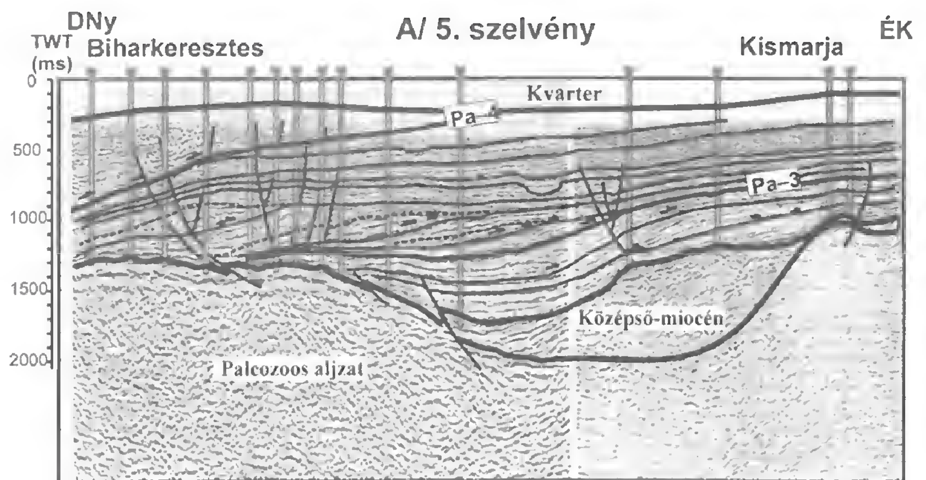
Az Alföld ÉNy-i részén szintén megfigyelhető a deltarétegsor kivastagodása, bár itt inkább aggradáció tapasztalható, egymásbavágódott medrek sorozata egymás fölött, és nem deltafront üledékeké. A szeizmikus szelvényeken szintén követhető ez az erőteljes aggradációval párosuló lassú progradáció a Pa–3 harmadrendű szekvencia rétegsorában. A keleten oly jellegzetes ék alakú reflexióköteg azonban nem látható, tehát itt a kibillenés, a transzgresszióra utaló jegyek a szeizmikus szelvényeken, annak felbontásában nem észlelhetők. Mindazonáltal transzgresszióra utaló nyomok itt is felfedezhetők a fúrási rétegsorokban magasabb szintekben. A transzgresszió és a vízszintcsökkenés mértéke és sebessége azonban sokkal kisebb amplitudójú, így egészen különböző jelenségeket hozott létre, mint keleten. Így a fáciesek térbeli elrendezése, a radikális fáciesváltozások sem jellegzetesek.

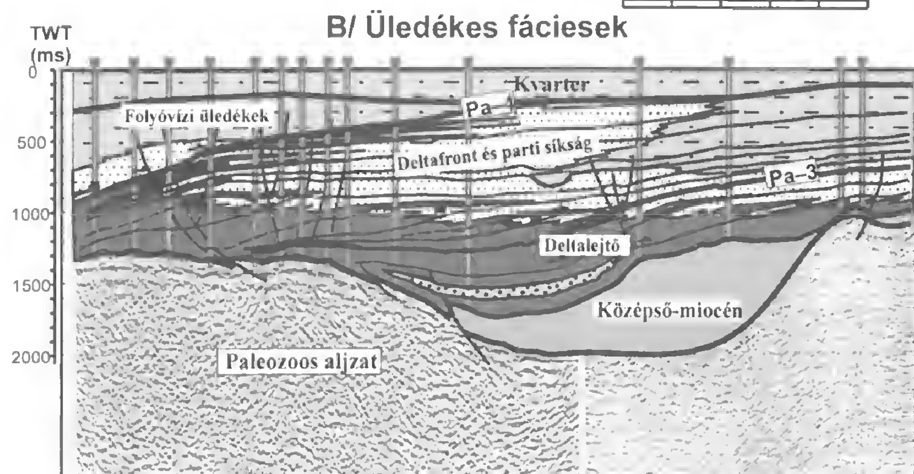
Fúrásokban ÉNy-on inkább aggradáló rétegsorok jellemzőek, a nagyobb deltarendszer nem reagált olyan érzékenyen a relatív vízszintingadozásokra, és a szerkezeti változások sem voltak olyan szélsőségesek és erőteljesek. A lassúbb relatív vízszintcsökkenés mély bevágódó völgyek és kanyonok kialakulását eredményezte a Nyugat-Alföldön.

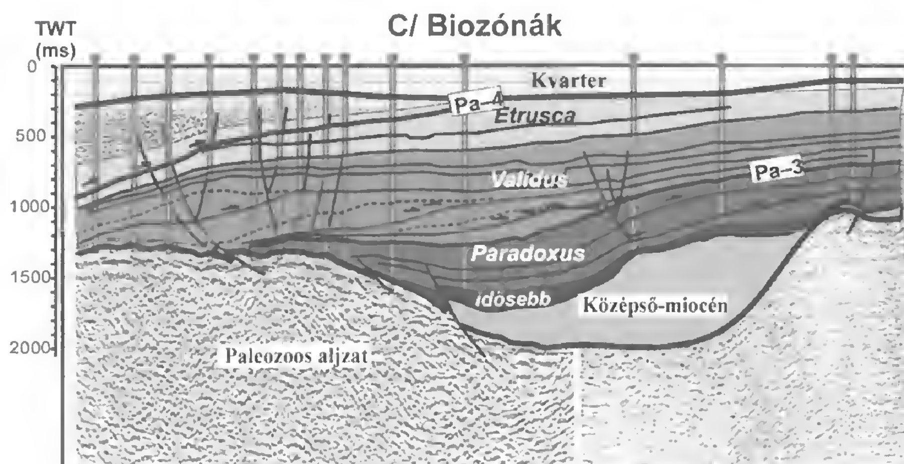
A delta rétegsor kivastagodása körben felfedezhető az Alföld peremein, és ez egyúttal mindenütt a Zagyvai Formáció folyóvízi rétegsorainak kiékelődését, illetőleg jelentős elvékonyodását is okozza (*17., 18. ábra*). Ez a deltafront–deltasíksági kivastagodási zóna folytatódik a Dráva-medence pannóniai rétegsorában is. Kitérképezése, amely tisztán szedimentológiai alapon, fúrási rétegsorok segítségével

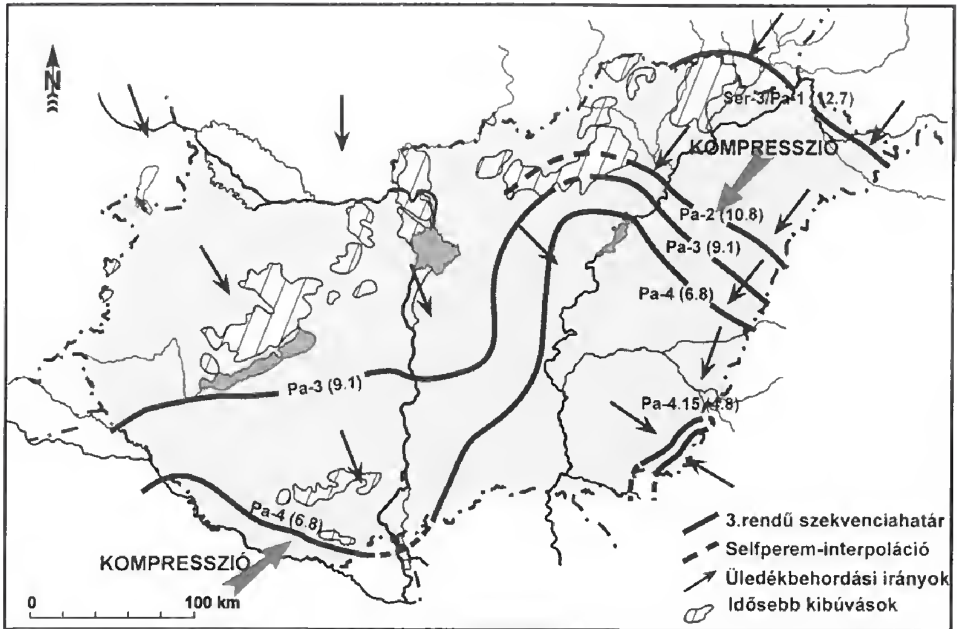
16. ábra. → Integrált-sztratigráfiai vizsgálatok összehasonlító elemzése a pannóniai s.l. rétegsorban. A/ szekvencia-sztratigráfia, B/ szedimentológiai értékelés C/ biosztratigráfiai értékelés

Fig. 16 Comparative study on regional profile 5 based on integrated stratigraphic research in the Late Neogene sedimentary succession. A/ sequence stratigraphy, B/ sedimentology, C/ biostratigraphy


DNy
TWT (ms)
Biharkeresztes
A/ 5. szelvény
Kismarja
ÉK
0
500
1000
1500
2000
Kvarter
Pa-4
Pa-3
Középső-miocén
Paleozoos aljzat
0
10 km


TWT (ms)
B/ Üledékes fáciesek
0
500
1000
1500
2000
Kvarter
Pa-4
Folyóvízi üledékek
Deltafront és parti síkság
Pa-3
Deltalejtő
Középső-miocén
Paleozoos aljzat


TWT (ms)
C/ Biozónák
0
500
1000
1500
2000
Kvarter
Pa-4
Etrusca
Validus
Pa-3
Paradoxus
idősebb
Középső-miocén
Paleozoos aljzat



17. *ábra*. A selfperem helyzete a harmadrendű szekvenciahatárok környezetében a Pannon-medence feltöltődése során (VAKARCS 1997)

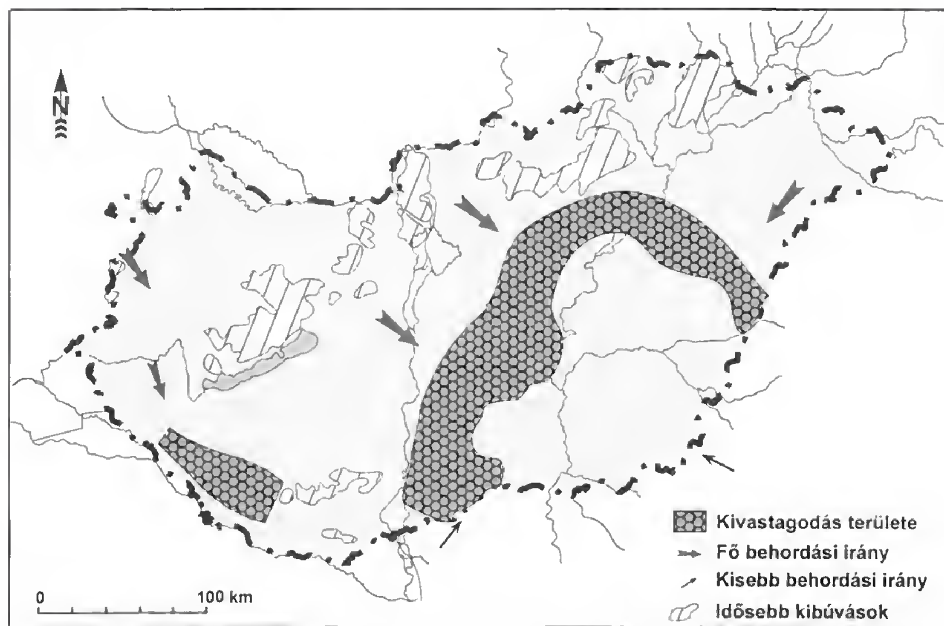
Fig. 17 Isochrons of the shelf-edge of the 3rd order sequence boundaries during the infilling of the Pannonian Basin according to seismic and sequence stratigraphic interpretation (VAKARCS 1997)

történt, rendkívül jó egyezést mutat a Pa–4 szekvenciahatár selfperemének földrajzi elhelyezkedésével, vagyis a Pa–3 és a Pa–4 harmadrendű szekveciahatárok selfpereme közötti terület elhelyezkedésével (VAKARCS et al. 1994, VAKARCS 1997).

Az üledékes ciklusokat kialakító tényezők a Pannon-medencében

A pannóniai képződményekben gyakran megfigyelhető ciklicitás értelmezése az utóbbi másfél évtizedben különböző modellekhez vezetett. POGÁCSÁS et al. (1988, 1994), VAKARCS & VÁRNAI (1991), CSATÓ (1993), és VAKARCS et al. (1994) az Alföld középső és északi részein szeizmikus szelvényeken több diszkordancia felületet azonosított és követett. Ezeket harmadrendű szekvenciahatároknak értelmezték, amelyeket a Pannon-tó vízszintjének medenceméretű relatív változásai hoztak létre. A rendelkezésre álló geokronológiai adatok alapján felvetődött annak a lehetősége, hogy a Pannon-tó vízszintje a globális eusztatikus változásokkal azonos fázisban emelkedett, illetve süllyedt (POGÁCSÁS et al. 1988, 1994; CSATÓ 1993; VAKARCS et al. 1994).

MATTICK et al. (1994) a Békési-medencében másfajta konklúzióra jutottak. Itt csak lokális üledékhiányokat figyeltek meg a szeizmikus szelvényeken, amelyek oldalirányú kiterjedése nem haladta meg a 30 km-t. Ezeket deltalebenyek áthelyeződésével magyarázták, és negyedrendű rétegtani ciklusokként értelmezték.



18. ábra. A deltafront–deltasíkság üledékek szedimentológiai vizsgálatok alapján szerkesztett kivastagodási területe, egyben a folyóvízi üledékek kiékelődési területe a magyarországi medenceterületeken, amely szinte teljesen egybeesik a szeizmikus vizsgálatok alapján szerkesztett selfperem-térkép Pa–3 és Pa-4 szekvenciahatárok közé eső területével. Ez a térkép egyik bizonyítéka annak, hogy a Pa–3 szekvencia egy tektonosztratigráfiai ciklust képvisel, és az egyes területeken részleteiben ismertetett megfigyelések nem pusztán lokálisak, hanem regionális jelenségről van szó, amely legalábbis a Pannon-medence területén érzékeltette hatását

Fig. 18 Area of extreme thickening of the deltaic unit, as well as the pinchout zone of the fluvial succession according to sedimentologic investigations based on well-log interpretation. Note the coincidence with the isochrons of the shelf-edge in between Pa–3 and Pa–4 3rd order sequence boundaries. This coincidence gives the evidence that the conclusions of the investigations are regional of a basin scale which can be found all over the Pannonian Basin

Az utóbbi években több kísérlet is történt annak bemutatására, hogy a pannóniai emelet „negyedrendű" rétegtani ciklusait a MILANKOVICH-féle éghajlati ciklusok okozzák (JUHÁSZ E. et al. 1997, 1999; KORPÁS-HÓDI et al. 2000; SPROVIERI & SACCHI 1999; SPROVIERI et al. 2003; SACCHI & MÜLLER 2004; HARZHAUSER et al. 2004). A próbálkozások és érvelések mögött egyelőre nem áll megbízható és egyértelmű geokronológiai háttér, elméletileg azonban megalapozottnak látszanak.

A regionális szelvények mentén történő integrált-sztratigráfiai értelmezés folyamán a pannóniai rétegsorban értelmezett üledékes ciklusok eredetének, az azok kialakításban közrejátszó tényezők tekintetében jelen munka során az alábbi következtetésekre jutottunk:

A Pannon-medence alföldi részmedencéiben a fő behordási irányokban, a dőlésirányú szelvények mentén jól azonosíthatók mind a negyed-, mind a harmadrendű ciklusok. A harmadrendű ciklusokat, a fentebb vázolt vizsgálataink alapján, alapvetően a medencebeli jelentősebb tektonikai mozgások, szerkezeti változások alakították ki. A negyedrendű ciklusok kialakulását azonban alapvetően klimatikus

hatásokra kell visszavezetnünk, melyben több tényező együttes hatása is közrejátszott. Így a háttérterületek, környező hegységek emelkedése, a lehordási területek kőzetminősége, vagyis ennek változása (pl. flis, kristályos, illetőleg vulkáni területek) és a folyók által szállított üledékanyag mennyisége befolyásolhatta még a ciklusok geometriájának alakulását. Ez utóbbi tényező szintén klimatikus hatást tükröz, hiszen csapadékosabb klíma esetén nagyobb a folyók vízhozama, üledékszállító képessége, valamint nagyobb az erózió is a háttérterületeken. Ez utóbbi tényezők szerepe annyiban más, hogy komolyabb időeltolódás szükséges, amíg a folyók által és a háttérterületeken elszenvedett ciklusos változások hatása a medencében érvényre juthat.

Összegezve tehát úgy gondoljuk, hogy tengeri kapcsolat nem lévén a Pannon-medencében, az eusztatikus tengerszintváltozások nem lehettek közvetlen hatással a medencében kialakult ciklusokra. Mivel azonban a harmadrendű eusztatikus tengerszintingadozások a jégsapkák olvadásán, ill. növekedésén keresztül szintén a globális klíma változásától függenek, ezért természetes, hogy bizonyos összhang látszott VAKARCS (1997) vizsgálataiban a globális görbével. Legújabb vizsgálataink alapján a harmadrendű ciklusokat (tehát a hagyományos értelemben vett szekvenciákat), a szerkezeti változások alakították, vagyis hozták létre, míg a negyedrendű ciklusok feltehetően a nagyléptékű MILANKOVICH klímaciklusokkal (illetőleg ezek többszörösével) mutatnak kapcsolatot (100, 200, 400 ezer éves ciklusok).

Kitekintés a Mediterráneumra: korrelációs lehetőségek a Földközi-tenger medencéjével

Régóta foglalkoztatja a kutatókat, hogyan lehetne korrelációs lehetőségeket találni a földközi-tengeri eseményekkel. A messiniai krízisnek hatalmas irodalma van, az újabb kutatási eredmények azonban rendre megváltoztatják az aktuális elméleteket. Az érvényes korolásokat és tengerszintingadozási görbéket a tengeri fúrások eredményei alapján próbálják megadni, részben oxigén izotópos vizsgálatok, másrészt a szapropél- és tufarétegek alapján.

A jelenlegi álláspont szerint a messiniai események kétosztatúságot mutatnak, megkülönböztetnek alsó, és felső messiniai eseményt, és bebizonyították, hogy a messiniai krízist tektonikai események sora hozta létre (KRIJGSMAN et al. 1999, HILGEN et al. 2000, 2001, FORTUIN & KRIJGSMAN 2003). Anélkül, hogy itt bármilyen szinten részletekbe bocsátkoznánk, az időbeli korrelációs lehetőségekre szeretnénk egy-két ponton kitérni. KRIJGSMAN et al. (1999) rámutatott, hogy pl. bizonyos dél-kelet-spanyolországi medencékben, amelyek egykor a Földközi-tenger részei voltak, folytatott vizsgálatok alapján maximális tengerelöntés következett be 7,2 M év körül, majd 6,7 M évvel ezelőtt erős kompressziós eseményeket, és szekvenciahatárt állapítottak meg.

Ez utóbbi két esemény lehetőséget ígér a Pannon-medencebeli rétegsorokkal történő korrelálásra, bármennyire is kételyeink vannak az alföldi koradatokat terhelő hibák nagyságrendjét illetően. Hiszen a vizsgálatok során közel azonos korokat állapítottunk meg: a Pa–4 harmadrendű szekvenciahatárhoz köthető kompresszió 6,8 M év, és az alatta levő Pa–3 MFS (maximális elöntés), vagyis a tárgyalt jelentős transzgresszió kora 7,2–7,5 M évre tehető. Megállapítottuk, hogy a Pa–3 szekvencia egy tektonosztratigráfiai ciklust alkot, amelynek során a Pannon-medence egész magyarországi része szerkezetfejlődése gyökeres változáson ment át.

A korok ilyen egybeesése azt jelentheti számunkra, hogy a Pannon-medencét ért szerkezeti változások (NEMCOK et al 2005) egy nagyobb léptékű, Európa több térségét érintő szerkezeti átalakulás részét képezték. A legújabb vizsgálatok (KRIJGSMAN et al. 1999, HILGEN et al. 2000, 2001, FORTUIN & KRIJGSMAN 2003) alapján e dátumokkal datálják a messiniai krízis első fázisának kezdetét.

Következtetések

Az alföldi pannóniai s.l. képződmények integrált-sztratigráfiai vizsgálatának során elemeztük az alföldi pannóniai képződmények harmad- és negyedrendű szekvencia-sztratigráfiai felépítését, különös fontosságúnak találtuk az ÉK-i és ÉNy-i behordási irányokat. Kisebb behordás jellemző Battonya környezetében DK-i irányból. Az egyes egységek rétegtani, szedimentológiai és őslénytani vizsgálata alapján a következő megállapítások szűrhetők le:

1. Az üledékciklusokat kialakító tényezők tekintetében az eusztatikus tengerszintváltozások szerepe nem bizonyítható a Pannon-medencében. Az integrált-sztratigráfiai vizsgálatok során egyértelművé vált, hogy a harmadrendű ciklusokat (tehát a hagyományos értelemben vett szekvenciákat) létrehozó relatív vízszintváltozások elsősorban a Pannon-medence rendszer szerkezeti fejlődéséhez köthetők. A negyedrendű ciklusok feltehetően a nagyléptékű MILANKOVICH-féle excentricitás klímaciklusokkal (illetőleg ezek többszörösével) mutatnak kapcsolatot (100, 200, 400 ezer éves ciklusok), melyek kialakulásában azonban több tényező együttes hatása is közrejátszott.

2. Földtani szelvénysorozat mutatja be, milyen kapcsolatban állnak egymással a szekvencia-sztratigráfiai, a biosztratigráfiai és a szedimentológiai–litosztratigráfiai feldolgozások során értelmezett különféle egységek: ciklusok, formációk és biozónák, valamint hogyan jelenik meg ezek hatása az üledékes fáciesekben.

3. Megállapítottuk, hogy a 6,8 és 9,1 M év között képződött Pa–3 harmadrendű szekvencia önálló tektonosztratigráfiai ciklust képvisel, amely rendkívül fontos szerepet játszik a medence fejlődéstörténetében, és jelentős intra-pannóniai szerkezeti mozgások meglétét bizonyítja, ezért e ciklus vizsgálatára külön figyelmet szenteltünk. A szeizmikus szelvények szekvencia-sztratigráfiai, valamint ettől teljesen függetlenül, a mélyfúrások szedimentológiai vizsgálata alapján végzett térképezés egybehangzóan arra enged következtetni, hogy e tektonikai aktivitás nem pusztán lokálisan, hanem az egész Pannon-medence területén regionálisan érvényesült.

4. A Pa–3 harmadrendű szekvencia nagy üledéktömeget, szélsőséges fácieseloszlásokat és komoly szerkezeti változásokat képvisel az Alföld, valamint a Dráva-medence rétegsorában. A deltafront, deltasíkság képződmények rendkívül nagy vastagságot értek el ebben az időkeretben körben a medencében Ennek oka egy jelentős progradációs-retrogradációs ciklus, melynek létrejöttéért a Pa–3 ciklus közepén kiújult oldaleltolódásos szerkezeti mozgások és a jelentős süllyedés a felelős. Ez a ciklus transzgresszív rendszeregységében nagy amplitudójú transzgressziót okozott, elsősorban a K-Alföldön.

5. A ciklust a Pa–4 szekvenciahatár zárja 6, 8 M évben. Ennek során megindult a medence tektonikai stílusának változása, a peremi területeken kompresszió, vagyis

a medence inverziója, mialatt a medence középső részei tovább süllyedtek. E szerkezeti változások nagyon szépen nyomozhatók voltak a nagy vastagságban kifejlődött pannóniai képződmények integrált-sztratigráfiai, szedimentológiai és fejlődéstörténeti vizsgálata során. A szerkezeti mozgások a szekvenciák korolásával és architektúrájának vizsgálatával pontosabban helyezhetők el az időben.

6. A Pa–4 szekvenciahatár előtti és utáni események a K-Alföldön igen nagy mértékű és gyors relatív vízszintesést, ennélfogva nagymértékű eróziót és az üledékes fáciesek nagyléptékű eltolódását vonták maguk után.

7. A Ny-Alföldön, az ÉNy-i behordás területén a relatív vízszintcsökkenés mértéke és sebessége kisebb volt, a folyamatok lassúbb lefolyása és kisebb amplitúdója nem okozott olyan drasztikus fáciesváltozásokat. Ebben közrejátszott az is, hogy a nagyobb deltarendszer kevésbé érzékenyen reagált a változásokra. A vízszintcsökkenés után azonban mind keleten, mind nyugaton megváltoztak, illetőleg átalakultak a behordási irányok, a belépő folyók megkerülték a kiemelkedő területeket.

8. A Ny-Alföldön a vízszintcsökkenés következtében jelentős, több 100 m mély és igen széles bevágódott völgyek és kanyonok jöttek létre, amelyek jelenléte szeizmikus és karottázs szelvényeken is nyomozható. A K-Alföldön ilyen méretű völgyeket nem láttunk (legalábbis a vizsgált szelvényhálóban), a ma látható bevágódott völgyek mélysége csak 50-100 m-es nagyságrendű, és több szintben is előfordulnak. Bevágódott víz alatti kanyont egy-két esetben észleltünk a mélyvízi medencesíkságon, mélyen elszakadva a szekvencia „testétől".

9. A tó feltöltődése a továbbiakban alacsonyabb relatív vízszint mellett folytatódott. Jelentős, közel 1500 m vastag folyóvízi üledéksor rakódott azonban le a pannóniai s.l. legfiatalabb szakaszában a DK-Alföldön. A pliocén során, a tó magyarországi részének feltöltése után még igen jelentős süllyedéssel, a DK-Alföld legmélyebb zónáiban nagy területeken a pliocén–kvarter határig folyamatos üledékképződéssel kell számolnunk, jelentősebb hiatus nélkül. Ezeken a területeken a pliocén üledéksor tehát teljes egészében képviselve van.

10. A Mediterráneum felé történő kitekintés alapján táplálunk bizonyos reményeket arra vonatkozóan, hogy a Pa–3 harmadrendű ciklus maximális elöntés (MFS) idejére (kb. 7,2–7,5 M év), illetőleg a Pa–4 szekvenciahatár 6,8 M év korát illetően talán korrelálni lehet a mediterráneum egyes részeivel a Pannon-medence fejlődéstörténeti eseményeit. (Például a Mediterráneum Ny-i részével, ahol a kétosztatú messiniai krízis első fázisa is ezidőtájt kezdődött). Ott 7,2 M év körül maximális elöntés, és 6,7 M év ezelőtt pedig kompressziós esemény következett be, amelyet egy erőteljes szekvenciahatár jelez. Ez némi reményre adhat okot arra vonatkozóan, hogy a nagyobb léptékű szerkezeti változásokhoz kapcsolódó relatív vízszintváltozások (több körülmény szerencsés egybeesése esetén) korrelációs lehetőség lehet Európa egyes medencerendszerei között, melyeknek a Pannon-medence is részét képezte.

Köszönetnyilvánítás:

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az OTKA (T-035168) nyújtott, tudományos és erkölcsi támogatást, valamint intézményi hátteret pedig a MÁFI és esetenként az ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszéke biztosított számunkra. Köszönettel tartozunk a Mol Rt-nek és az MGSZ-nek a szükséges

adatok rendelkezésre bocsátásáért. Köszönjük Dr. JÁMBOR Áron és Dr. BÉRCZI István gondos lektori munkáját és értékes tanácsait.

Irodalom – References

BÉRCZI, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression in the Great Hungarian Plain. – In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45**, 107–116.

BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. L. 1985: Processes and depositional environments in Neogene deltaic – lacustrine sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. – *Geophysical Transactions* **31**, 55–74.

CSATÓ, I. 1993: Neogene sequences in the Pannonian basin, Hungary. – *Tectonophysics* **226**, 377–400.

CSÍKY G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D. & KŐRÖSSY L. 1987: A pannóniai s.l. képződmények talpmélység térképe. – MÁFI, Budapest.

ELSTON, D. P. LANTOS M. & HÁMOR T. 1990: Az Alföld pannóniai (s.l.) képződményeinek magnetosztratigráfiája. – *A MÁFI Évi Jelentése az* **1988.** *évről* I. rész, 109–134.

ELSTON, D. P., LANTOS, M. & HÁMOR, T. 1994. High resolution polarity records and the stratigraphic and magnetostratigraphic correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian s.l.) deposits of Hungary. – In: TELEKI, P. G., R.E. MATTICK, R. E. & KÓKAY J. (eds), Basin Analysis in Petroleum Exploration. A case study from the Békés basin, Hungary. – Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 111–142.

FORTUIN, A. R. & KRIJGSMAN, W. 2003: The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain). – *Sedimentary Geology* **160**, 213–242.

GAJDOS I., PAP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. 1983: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények litosztratigráfiai egységei. – MÁFI, Budapest, 70 p.

HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G. & PILLER W. E. 2004: An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. – *Austrian Journal of Earth Sciences* **95/96**, 6–19.

HILGEN F. J., IACCARINO, S., KRIJGSMAN, W., VILLA, G., LANGEREIS, C. G. & ZACHARIASSE, W. J. 2000: The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Messinian stage (Uppermost Miocene). – *Episodes* **23/3**, 172–178.

HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. – *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **266**, 287–300.

JÁMBOR Á. 1978: Új elképzelések a magyarországi neogén tengerek vizének sótartalomváltozásairól. – *MÁFI Évi Jelentése* **1976**-*ról* 261–265.

JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s. l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.

JÁMBOR Á., BALÁZS E., BÉRCZI I., BÓNA J., GAJDOS I., GEIGER J., HAJÓS M., KORECZ A., KORECZ-LAKY I., KORPÁS-HÓDI M., KŐVÁRY J., MÉSZÁROS L., NAGY E., NÉMETH G., NUSSZER A., PAP S., POGÁCSÁS Gy., RÉVÉSZ I., RUMPLER J., SÜTŐNÉ SZENTAI M., SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K., SZÉLES M. & VÖLGYI L. 1987: General characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary. – *Annales Instituti Geologici Publici Hungarica* **69**, 155–167.

JÓSVAI J., NÉMETH A., KOVÁCSVÖLGYI S., CZELLER I., SZUROMINÉ KORECZ A. 2005: A Zala-medence szénhidrogén kutatásának földtani eredményei. – *Földtani Kutatás* **48/1**, 9–15.

JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B. D., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **39**, 129–152.

JUHÁSZ, E., Ó. KOVÁCS, L., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., PHILLIPS, R. L. & LANTOS, M. 1997: Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. – *Tectonophysics* **282**, 257–276.

JUHÁSZ, E., PHILLIPS, L., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. & Ó. KOVÁCS, L. 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **156**, 335–356.

JUHÁSZ Gy. 1992: A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. – *Földtani Közlöny* **122**, 133–165.

JUHÁSZ Gy. 1993: Relatív vízszintingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s.l. üledékösszletében. – *Földtani Közlöny* **123/4**, 379–398.

JUHÁSZ Gy. 1994: MAGYARországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – *Földtani Közlöny* **124/4**, 341–365.

JUHÁSZ Gy., MOLENAAR C. M., BÉRCZI I., RÉVÉSZ I., KOVÁCS A. & SZANYI B. 1989: A Békési-medence pannóniai (s.l.) üledékösszletének rétegtani viszonyai. Stratigraphic framework of the Pannonian s. l. sequence in the Békés basin. – *Magyar Geofizika* **30**, 129–145.

JUHÁSZ, Gy., POGÁCSÁS, Gy., MAGYAR, I. & VAKARCS, G. 2004: Late-Neogene facies, sequences and basin subsidence in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). – IAS 2004 Coimbra, Portugal, Abstracts p.155.

JUHÁSZ, Gy., POGÁCSÁS, Gy., VAKARCS, G. & MAGYAR, I. 2005: Sedimentary evolution and integrated stratigraphy: a key to structural evolution in the Eastern Pannonian Basin, Hungary. – *EGU, Geophysical Research Abstracts, Vol.* **7**, (CD melléklet) EGU05–A–09682.

KORPÁS-HÓDI, M., NAGY, E., NAGY-BODOR, E., SZÉKVÖLGYI, K., & Ó. KOVÁCS, L. 2000: Late Miocene climatic cycles and their effect on sedimentation (west Hungary). – In: HART M. B. (Ed.): Climates: Past and Present. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **181**, 79–88.

KRIJGSMAN, W., HILGEN, F. J., RAFFI, I., SIERRO, F. J. & WILSON, D. S. 1999: Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. – *Nature* **400**, 652–655.

KRIJGSMAN, W., FORTUIN, A. R., W., HILGEN, F. J. & SIERRO, F. J. 2001: Astrochronology for the Messinian Sorbas Basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. – *Sedimentary Geology* **140**, 43–60.

LANTOS, M., HÁMOR, T. & POGÁCSÁS, Gy. 1992: Magneto- and seismostratigraphic correlations of Pannonian s.l. (Late Miocene and Pliocene) deposits in Hungary. – *Paleontologia i Evolució* **24–25**, 35–46.

LEMBERKOVICS V., BÁRÁNY Á., GAJDOS I., VINCZE M. 2005: A szekvencia-sztratigráfiai események és a tektonika kapcsolata a Derecskei-árok pannóniai rétegsorában. – *Földtani Kutatás* **42/1**, 16–24.

MAGYAR, I. 1991. Biostratigraphic revision of the Middle Pontian (Late Neogene) Battonya sequence, Pannonian basin (Hungary). – *Acta Geol. Hung.* **34**, 73–79.

MAGYAR, I. 1995. Late Miocene mollusc biostratigraphy in the eastern part of the Pannonian basin (Tiszantul, Hungary). – *Geologica Carpathica* **46**, 29–36.

MAGYAR I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.

MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M.,LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. – *Acta Geol. Hung.* **42**, 5–31.

MAGYAR I., JUHÁSZ Gy., SZUROMI-KORECZ A., SÜTŐ-SZENTAI M. 2004. A pannóniai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–pusztaföldvári-hátság környezetében. – *Földtani Közlöny* **133/4**, 521–540.

MATTICK, R., RUMPLER, J. & PHILLIPS, R. 1985: Seismic stratigraphy of the Pannonian basin, SE Hungary. – *Geophysical Transactions of the ELGI, Special Edition* **31/1–3**, 13–55.

NEMCOK, M. POGÁCSÁS, Gy. & POSPISIL, L. 2005: Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. – In: GOLONKA, J. & PICHA, F. (eds): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources: *AAPG Memoir* **84**, Chapter 27

PLINT, A. G. & NUMMEDAL, D. 2000: The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. – In: HUNT, D. & GAWTHORPE, R. L. (eds): Sedimentary responses to forced regressions. – *Geological Society, London, Special Publications* **172**, 1–17.

PLINT, A. G., MCCARTHY, P .J. & FACCINI, U. F. 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: Updip expressions of sequence boundaries and systems tracts in a high resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta Foreland basin, Canada. – *AAPG Bull.* **85/11**, 1967–2001

POGÁCSÁS, Gy. 1984: Seismic stratigraphic features of the Neogene Sediments in the Pannonian Basin. – *Geophysical Transactions* **30/4**, 373–410.

POGÁCSÁS, Gy. 1987: Seismic stratigraphy as a tool for chronostratigraphy: Pannonian Basin. – *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **70**, 55–64.

POGÁCSÁS Gy. & VÖLGYI L. 1982: A Pannon litosztratigráfiai és litogenetikai egységek szeizmikus reprezentációjának vizsgálata Kelet-MAGYARországon. – *Magyar Geofizika* **23/3**, 82–93.

POGÁCSÁS Gy., JÁMBOR Á., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR T., LAKATOS L., LANTOS M., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P. 1989: A nagyalföldi neogén képződmények kronosztratigráfiai viszonyai szeizmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. – *Magyar Geofizika* **30/2–3**, 41–62.

POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, P., VÁRNAI, P. & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, elektro facies and Neogene Sequences, Cronology of the Pannonian basin. – *Acta Geol. Hung.* **31/3–4**, 175–207.

POGÁCSÁS, Gy., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR, T., JÁMBOR, Á., LAKATOS, L., LANTOS M., SIMON, E., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1994: Correlation of Seismo- and Magnetostratigraphy in Southeastern Hungary. – In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAI, J. (eds): Basin analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 143–160.

POGÁCSÁS, Gy., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1993: The role of seismic stratigraphy in understanding biological evolution in the Pannonian lake (SE Europe, Late Miocene). – *Geologia Croatica* **46**, 63–69. Zagreb.

RÉDLY P. 1988: Szerkezeti viszonyok vizsgálata, a fáciesövek tektonikai összefüggései. – In: JUHÁSZ K., MILOTA K., RÉDLY P., SZENTGYÖRGYI K. 1988: A Biharnagybajom–Földesi kutatási területek kőzettani, rétegtani és szénhidrogénföldtani feldolgozása. – Kutatási jelentés, SZKFI 46–78.

RÉDLY P. 1990: Az oldaleltolódásos rendszerek kompressziós/transzpressziós zónáihoz kapcsolódó szénhidrogén csapdázódás lehetőségei és korlátai alföldi példákon. – Alkotó Ifjúság Pályázat, 68 p.

RÉVÉSZ I. 1980: Az Algyő–2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. – *Földtani Közlöny* **110**, 512–539.

RÉVÉSZ I., BÉRCZI I. & PHILLIPS, R. L. 1989: A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. – *Magyar Geofizika* 30, 98–113

ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F.(eds) 1988: The Pannonian Basin – A study in basin evolution. – *AAPG Memoir* **45**, 1–394.

SACCHI, M. & MÜLLER, P. 2004: Orbital cyclicity and astronomical calibration of the Upper Miocene continental succession cored at the Iharosberény–I well site, western Pannonian basin, Hungary. – In: D'ARGENIO, B., FISCHER, A. G., PREMOLI SILVA, I., WEISSERT, H. & FERRERI, V. (eds): Cyclostratigraphy: Approaches and case histories. *SEPM Special Publication* **81**, 275–294.

SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogene. – *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* **156**, 357–390.

SAFTIC, B., VELIC, J., SZTANÓ, O., JUHÁSZ Gy. & IVKOVIC, Z. 2003: Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian Basin (northern Croatia and southwestern Hungary). – *Geologica Croatica* **56/1**, 101–122.

SPROVIERI, M. & SACCHI, M. 1999: Correlation between Paratethys and Mediterranean events during the Tortonian: a working hypothesis. – *Neogene Newsletter* **6**, 60–70.

SPROVIERI, M., SACCHI, M. & ROHLING, E. J. 2003: Climatically influenced interactions between the Mediterranean and the Paratethys during the Tortonian. – *Paleoceanography* **18**, 1034.

SÜTŐ-SZENTAI M. 1991. Szervesvázú mikroplankton zónák Magyarország pannóniai rétegösszletében. Újabb adatok a zonációról és a dinoflagelláták evolúciójáról. – *Őslénytani Viták* **36–37**, 157–200, Budapest.

SZUROMI-KORECZ, A., SÜTŐ-SZENTAI, M. & MAGYAR, I. 2004: Biostratigraphic revision of the Hód-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian Stage. – *Geologica Carpathica* **55/6**, 475–485.

SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K. 1979: Adatok a szénhidrogénkutató fúrások által feltárt medencebeli pannon képződmények litológiai tagolódásának ismeretéhez trendelemzés alapján.– *MTA X. osztály közleményei* **12/4**, 401–423.

SZILÁGYI I. 2005: A Mol Rt szénhidrogén kutatási tevékenysége napjainkban. – *Földtani Kutatás* **42/1**, 4–8.

TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **208**, 203–219.

TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds) 1994: Basin Analysis in Petroleum Exploration. A case study from the Bekes basin, Hungary. – Kluwer Academic Publishers, 330 p.

THAMÓNÉ BOZSÓ E., JUHÁSZ Gy., Ó. KOVÁCS L. 2006: A pannóniai s.l. üledékek nehézásványtani összetétele és változásának tendenciái az Alföldön. – *Földtani Közlöny* (in print).

TÓTHNÉ MAKK Á. 2003: szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatok a Duna–Tisza köze középső és déli részének késő miocén rétegsorában (Sequence stratigraphy of Late Miocene deposits of the Danube–Tisza interfluve).– Unpubl. PhD thesis, ELTE Budapest, 156 p.
TÓTH-MAKK, Á. (in rev): Sequence stratigraphy of the Late-Miocene series of the Kiskunhalas–Mélykút region, Pannonian Basin, Hungary: How do core, seismic and electric log data fit together.
UJSZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the south Transdanubian region, Hungary. – *Geophysical Transactions* **38**, 69–87.
VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signitures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. – In: EINSELE et al. (eds): Cycles and events in stratigraphy, 617–659, Springer.
VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basins, Hungary. – PhD thesis. Rice University, Houston, Texas, 514 p.
VAKARCS, G., VAIL, P. R., TARI, G., POGÁCSÁS, Gy., MATTICK, R., E. & SZABÓ, A. 1994: Third-order Middle Miocene–Early Pliocene depositonal sequences in the prograding delta complex of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **240**, 81–106.
VAKARCS, G. & VÁRNAI, P. 1991: A Derecskei-árok környezeténekszeizmosztratigráfiai modellje.. – *Magyar Geofizika* **32**, 38–50.

Kézirat beérkezett: 2005. 11. 28.

Földtani Közlöny 136/1 87–103. (2006) Budapest

A beremendi Szőlő-hegy lösz-paleotalaj sorozata mollusca-faunájának őskörnyezettani és rétegtani értékelése

Palaeoecological and stratigraphical evaluation of molluscs from the loess-palaeosol sequence at the Szőlő Hill in Beremend

ÚJVÁRI Gábor[1]

(5 ábra, 4 kép, 1 táblázat)

Tárgyszavak: lösz, paleotalaj, középső- és felső-pleisztocén, őskörnyezet, paleoklíma, Dél-Baranya, Beremend
Keywords: loess, palaeosol, Middle- and Upper Pleistocene, palaeoenvironment, palaeoclimate, South-Baranya, Beremend

Abstract

The species *Neostyriaca corynodes* (HELD 1836) which occurs in the Middle Pleistocene sediments in Hungary was first found in the loess-palaeosol sequences of South-Baranya. The loesses which settled between 10.65–11.60 m in the columnar section are of Middle Pleistocene age, as is indicated by the occurrence of *Neostyriaca corynodes* and its accompanying distinctive mild climate fauna.

It came up as new stratigraphic data, that the species *Catinella arenaria* (BOUCHARD-CHANTEREAUX 1837) – which is the characteristic species of the Weichselian$_{2-3}$ interstadial in Hungary – may also occur in the Middle Pleistocene formations and not only in the Upper Pleistocene sediments (at least in South Baranya).

It is interesting this, cryophilous species which indicates a cold-wave environment, did not occured at all in the fauna. The warmth-requiring (thermophilous), drought resistant elements and species with high ecological tolerance are significant role in the content of the malacological matter. The subhygrophilous, cold-resistant, hygrophilous species as well as the elements requiring greater vegetation cover appeared in more phases, while the forest elements occurred on one level. This also demonstrates to the greater vegetation cover in the phases of loess formation. The July mean temperature (T_{July}°) values alternate between 16.9–17.3 °C. These figures could be interpreted reliably due to the nature of the loesses. These values diverge by only 4–5 °C from the present day value (~21,5 °C).

Összefoglalás

A dél-baranyai lösz-paleotalaj sorozatokból első alkalommal került elő a Magyarországon középső-pleisztocén üledékekben előforduló *Neostyriaca corynodes* (HELD 1836) faj. E szerint a szelvényben 10,65–11,60 m között települt löszök idősebb középső-pleisztocén korúak, amit enyhe klímára utaló kísérőfaunája is igazol.

Új rétegtani adatként merült fel, hogy a korábbi vizsgálatok szerint a würm$_{2-3}$ interstadiális jellegzetes faja, a *Catinella arenaria* (BOUCHARD-CHANTEREAUX 1837) – legalábbis Dél-Baranyában – a középső-pleisztocén képződményekben is előfordulhat, nem csupán a felső-pleisztocénben.

A fauna érdekessége, hogy abban egyáltalán nem jelentek meg a hideghullámokat jelző, hidegkedvelő fajok. A malakológiai anyagban jelentős szerepet játszottak a melegkedvelő, szárazságtűrő és a nagy ökológiai tűrőképességű fajok. Több fázisban a szubhigrofil, a hidegtűrő, higrofil, a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő elemek, valamint egy szintben az erdei elemek is megjelentek, ami nagyobb növényzeti borítottságra utal a löszképződési fázisokban is. A lószrétegekből megbízhatóan interpretálható júliusi középhőmérséklet ($T_{július}$°) értékei 16,9–17,3 °C között váltakoznak, amelyek csupán 4–5 °C-al térnek el a jelenlegi (~21,5 °C) értéktől.

[1]MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, H–9400 Sopron, Csatkai u. 6–8. e-mail: ujvari@ggki.hu

Bevezetés

A XX. század kilencvenes éveinek derekán a Délkelet-Dunántúlon található téglagyárakban és egyéb feltárásokban nyomozható pleisztocén lösz-paleotalaj sorozatok még igen kevéssé voltak megkutatva. Ebben az időszakban egy hiánypótlónak nevezhető munka jelent meg az ország legdélebbi löszfeltárásának vizsgálatáról (CZIGÁNY 1997), ami a beremendi Szőlő-hegy bányaudvarának ÉNy-i részén, a bányaút mellett található. Néhány évvel később a beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményeiről MARSI & KOLOSZÁR (2004) is igen értékes adatokat közölt.

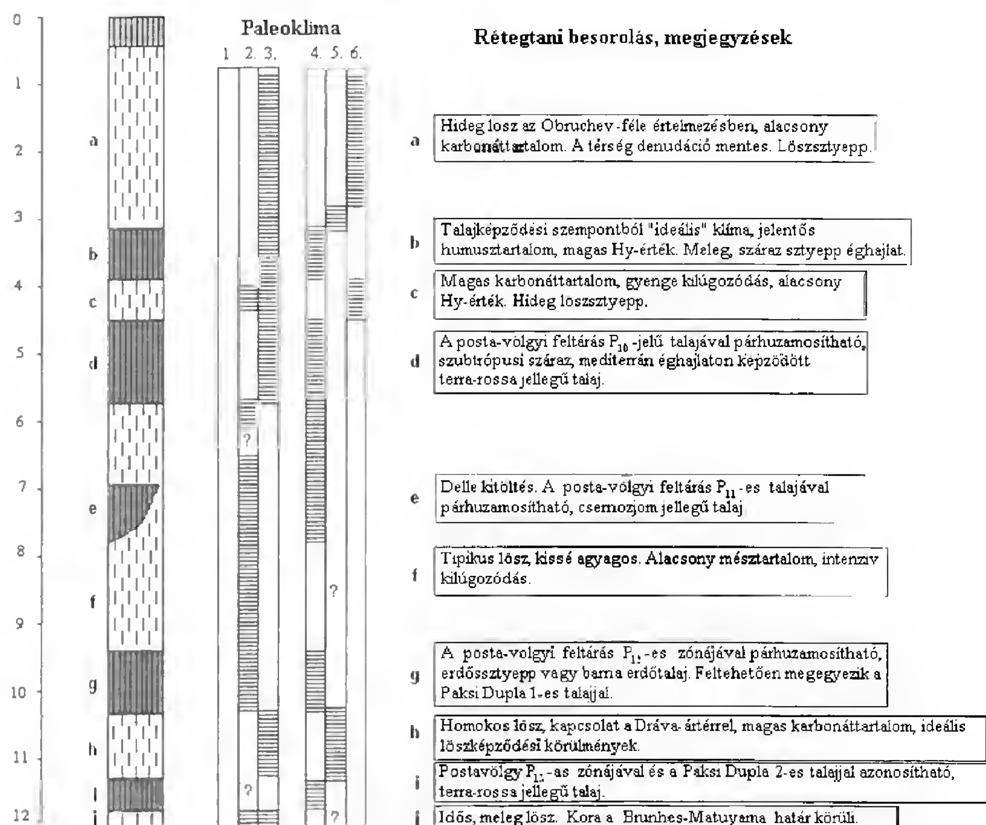
A szerző a dél-baranyai negyedidőszaki képződményeket kutatva jutott el a Beremendi Cement- és Mészművek által a geológiailag a Villányi-hegységhez tartozó beremendi pikkelyen kialakított hatalmas bányaudvarba, melynek ÉNy-i részén, a fent említett lösz és eltemetett talajszintekből álló rétegsor hozzávetőlegesen 12 méter vastagságban, még nem bolygatott állapotban továbbra is vizsgálható volt. Ekkor merült fel annak gondolata, hogy a CZIGÁNY (1997), valamint a MARSI & KOLOSZÁR (2004) által tett korábbi megállapításokat és a kvartermalakológiai vizsgálatok eredményei összevetésre kerüljenek. Vajon milyen őskörnyezetei viszonyokat jelez az üledékben fosszilizálódott mollusca-fauna? Segítenek-e ezek a rétegtani értékelésben, az üledékek korának pontosításában és a paleotalajok párhuzamosításában? Vizsgálataim révén ezekre a kérdésekre szerettem volna választ kapni.

Korábbi rétegtani, geokronológiai és őskörnyezeti megállapítások

CZIGÁNY 1997-es munkájában – a terepi megfigyeléseket laboratóriumi vizsgálatokkal (karbonát- és humusztartalom, Hy-érték, foszfortartalom és szemcseeloszlás mérése) ötvözve – arra kereste a választ, hogy miként alakulhattak a rétegsor keletkezése idején az őséghajlati és őskörnyezeti viszonyok.

A koncepció lényegét az *1. ábra* mutatja, amelyről jól látható, hogy a beremendi rétegsort a paksi összletbe, azaz az öreg löszök és fosszilis talajaik közé sorolja (PÉCSI 1993, pp. 283–287). A sorozat felső eltemetett talajhorizontját litosztratigráfiailag nem sorolja be, alsó két paleotalaj rétegét a „Paksi Dupla" talajkomplexum (PD_1 és PD_2) talajaival és a Pécs melletti posta-völgyi feltárás (PÉCSI et. al. 1988) P_{12}-es és P_{13}-as szintjével, a felettük települt delle kitöltést (az egyetlen réteget, amelyet nem sikerült újra azonosítani és megtalálni a rétegsorban) a P_{11}-es szinttel, az e feletti paleotalajt pedig a P_{10}-jelű zónával azonosítja. A párhuzamosítást a legalul települt paleotalaj jellemzően magas karbonáttartalmára utalva végezte. Feltételezi továbbá, hogy a PD_2 talaj alatti löszköteg kora a kronosztratigráfiailag fontos Brunhes (C1n) és Matuyama (C1r) paleomágneses kronok határával (0,73 millió év, PÉCSI 1993, 1998) nagyjából egyező.

MARSI & KOLOSZÁR (2004) térképező munkálatok keretében végezték a térség földtani felvételét 1999–2000-ben. Véleményük szerint a Paksi Lösz Formáció a „Paksi Dupla" talajkomplexummal kezdődik a területen, de annak PD_2 alhorizontja csupán foszlányokban, az alaphegységi felszín helyi mélyedéseiben figyelhető meg. Mintegy 500–600 ezer évvel ezelőtt újabb klímaváltozás kezdődött a területen és az interstadiálisokban enyhe, nedves klímát jelző barna erdőtalajok képződtek,



1. ábra. A CZIGÁNY-féle (1997) koncepció. 1. nedves, csapadékos klímaszakasz, 2. a nedves és száraz közötti átmeneti klímafázis, 3. száraz klímaszakasz, 4. meleg klímafázis, 5. a meleg és hideg közötti átmeneti klímaszakasz, 6. hideg klímafázis. CZIGÁNY 1997-ben publikált munkája nyomán

Fig. 1 The theory from CZIGÁNY *(1997). 1 wet, humid climatic period, 2 transitional climatic phase between wet and dry stage, 3 arid climatic period, 4 warm climatic phase, 5 transitional climatic phase between warm and cold stage, 6 cold climatic period. After* CZIGÁNY *(1997)*

melyeknek két fő horizontja fejlődött ki a területen. A „Paksi Homoktalaj" (PH) és a „Mendei Bázis" (MB) talajkomplexumok. Leírásuk szerint három paleotalaj zónát találtak az É-i bányászati márgamező melletti bányaútnál lévő falban, ami a Paksi Lösz Formáció felső szakaszának legjobb feltárása. Az eltemetett talajok közül a legalsó egy Ramann-féle barna erdőtalaj, a két felső pedig csernozjom barna erdőtalajok. Ezek az előzőleg említett PH és MB talajhorizontok lehetnek.

A „Mendei Bázis" (MB) és a „Basaharci Dupla" (BD) talajkomplexumok képződése közötti időszakban (mintegy 280–170 ezer év között) a területen kiemelkedés volt, amihez jelentős erózió társult. Ezt követően (170–45 ezer év között) a hideg klímaszakaszokban típusos- és lejtőlöszök, míg az interglaciális, interstadiális szakaszokban erdőssztyepp talajok képződtek. Ezek a „Basaharci Dupla" (BD) és a „Mendei Felső" (MF) talajkomplexumok. A fiatal löszsorozat felső összletét az éghajlat szárazabbá válása és a talajképződési ciklusok rövidülése miatt gyengébben fejlett humuszos horizontok tagolják.

A CZIGÁNY (1997) valamint a MARSI & KOLOSZÁR (2004) féle megállapítások lényegi különbsége, hogy míg MARSI & KOLOSZÁR (2004) szerint a területen – a Szőlő-hegy relatív kiemelkedése miatt bekövetkezett lepusztulás eredményeként – a Paksi Lösz Formáció a „Paksi Dupla" (PD) talajkomplexummal kezdődik, addig CZIGÁNY (1997) szerint az általa vizsgált feltárásban az alsó két paleotalaj horizont a PD_{1-2} paleotalajjal párhuzamosítható és az alattuk lévő lösz (j, l. *1. ábra*) is a Paksi Lösz Formációba sorolható, melynek korát a Brunhes-Matuyama paleomágneses kronok határára teszi. A „Paksi Dupla" talajkomplexum alsó talaját (PD_2) CZIGÁNY (1997) terra rossa talajnak (i), felső talaját (PD_1) erdőssztyepp vagy barna erdőtalajnak (g), a delle kitöltést (e) csernozjom talajnak, az e feletti talajszintet (d) ismét mediterrán éghajlaton képződött terra rossa jellegű talajnak, míg a legfelső paleotalajt (b) meleg, száraz sztyeppéghajlaton képződött talajnak adta meg. A löszrétegek (a, c, f, h) véleménye szerint egyetlen kivétellel (j) hideg löszsztyepp klímán képződtek, ez utóbbi, a rétegsor bázisán települő löszköteg (j) azonban már úgynevezett idős, „meleg" lösz.

MARSI & KOLOSZÁR (2004) szerint a „Paksi Dupla" talajkomplexum talajai vörös, mediterrán klímát tükröző talajok, melyek képződését követően 500–600 ezer évtől enyhe, nedves klímát jelző barna erdőtalajok fejlődtek ki, melyek két fő horizontja a „Paksi Homoktalaj" (PH) és a „Mendei Bázis" talajkomplexum (MB). Tehát az adott időszak alatt nem képződtek erdőssztyepp talajok, azok csupán a mintegy 280–170 ezer évek között lezajlott kiemelkedést és eróziót követő időszakban, 170 és 45 ezer évek között alakultak ki, szárazabb interstadiálisok során. Ezek a „Basaharci Dupla" (BD) és „Mendei Felső" (MF) talajkomplexumok. A fiatal löszsorozat alsó és felső összletének képződése idején a lösz hideg klímaszakaszokban halmozódott fel, a fiatal löszsorozat alsó összletében megjelenő csernozjom talajoktól eltérően annak felső összletében még szárazabb interstadiálisokat jelző humuszos horizontok (H) (embrionális talajok) jöttek létre.

Módszer és az értékelés alapelvei

Munkám során a rétegsorból 40 centiméterenként vettem mintákat, amelyek minden esetben azonos mennyiségű (5–6 kg) üledéket jelentettek (KROLOPP 1995). Az üledéket 0,8 mm lyukátmérőjű szitán mostam át (FŰKÖH 1997), lassan folyó víz segítségével. Ezt követően a visszamaradt, molluscahéjakat tartalmazó kőzettörmeléket kiszárítottam. Bizonyos esetekben a minták feltárásához hidrogén-peroxidot (H_2O_2) is használtam. A kimosási és kiszárítási folyamatot a visszamaradó törmeléktől függően 2–3 alkalommal ismételtem meg. Az így nyert anyagból válogattam ki a csigahéjakat és héjtöredékeket, amelyeket mikroszkóp segítségével faji szinten határoztam meg. A molluscafauna meghatározásához KERNEY et al. (1983), LOŽEK (1964) és SOÓS (1943) munkáit, valamint fosszilis összehasonlító anyagokat használtam. A páratartalom, a hőmérséklet és a vegetáció alapján a fajokat – LOŽEK (1964), KERNEY et. al. (1983), KROLOPP & SÜMEGI (1992), valamint SÜMEGI & KROLOPP (1995) munkái révén – ökológiai csoportokba soroltam és eszerint táblázatba foglaltam. Az őskörnyezeti elemzés ennek a segítségével történt (*I.1. táblázat*).

Munkám a SÜMEGI (1989) által kidolgozott, majd továbbfejlesztett (SÜMEGI 1996) „malako-hőmérő" módszerre épül, melynek felhasználásával az egykori tenyész-

időszak júliusi középhőmérsékleti ($T_{július}°$) viszonyait lehet rekonstruálni. SÜMEGI (1989, 1996) munkáiban 19 gastropoda faj hőmérsékleti optimumát, valamint ezek tűrőképességének határértékeit adta meg, meteorológiai állomások mezoklíma adatainak segítségével. Az őshőmérsékleti értékeket erre alapozva az alábbi, a fent említett szerző által megadott egyenlettel (1) számítottam ki:

$$T_{július}° = \frac{\sum_{i=1}^{n} A_i T_i}{\sum_{i=1}^{n} A_i} \quad (1)$$

ahol:
A_i = az adott *i* faj száma a mintában, T_i = az adott *i* faj hőmérsékleti optimuma, n = a számításhoz használt fajok száma.

A számított júliusi középhőmérséklet értékeit ($T_{július}°$) azoknál a mintáknál, amelyeknél a fauna egyedszáma 50–100 közé esik, mint kevésbé megbízható adatokat kezelem, a 100-at meghaladó egyedszámot tartalmazó minták értékeit tekintem megbízható adatoknak. Az 50 alatti egyedszám esetén is, – amikor a számított értékek már nem megbízhatóak – közlöm az adatokat.

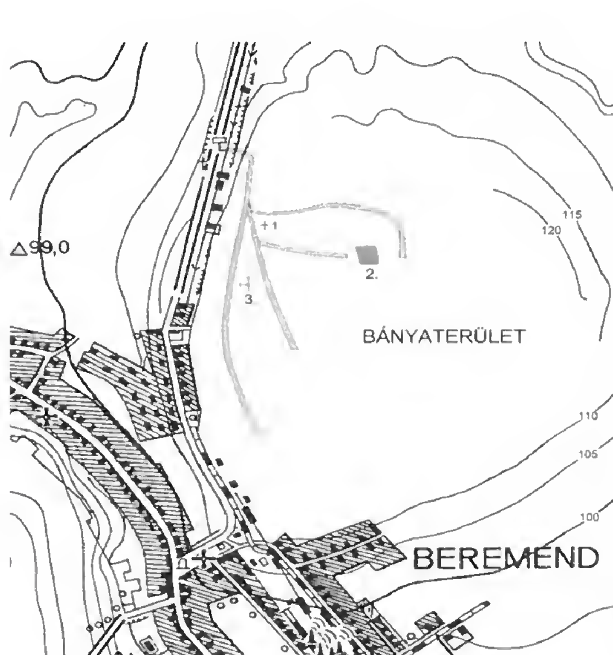
Rétegsor, üledékkifejlődés

A szelvény a Beremend peremén, a Szőlő-hegyen, a Beremendi Cement Művek bányaudvarának egyetlen, nem bolygatott negyedidőszaki rétegsort feltáró ÉNy-i részén (2. és *3. ábra, 1. kép*), az ipari út mellett (a víztorony közelében) lett kialakítva (é.sz.: 45°47,35'; k.h.: 18°26,15'), melynek tengerszint feletti magassága 125 méter. A feltárás 11,60 méter vastagságban tárja elénk az adott üledéksort (*4. ábra, 2. kép*). A



2. ábra. A kutatási terület helyzete

Fig. 2 Location of the study area



3. ábra. A feltárás helye. (Méretarány: 1:10.000). 1. a feltárás, 2. vörösagyag torony, 3. hidroglóbusz

Fig. 3 Location map of the outcrop. (Scale: 1:10 000). 1 the outcrop, 2 red clay tower, 3 hydroglobe

1. *táblázat*. A beremendi szel-
Table 1 The molluscs of the

	A,							B,				C,						
	Perforatella rubiginosa (A, SCHM,)	*Vitrea crystallina* (MÜLL,)	*Nesovitrea hammonis* (STRÖM)	*Limacida* mészlemez	*Euconulus fulvus* (MÜLL,)	*Cochlicopa lubrica* (MÜLL,)	*Neostyriaca corynodes* (HELD)	*Trichia hispida* (L,)	*Succinea oblonga* DRAP,	*Carychium* cf, *minimum* (MÜLL,)	*Columella edentula* (DRAP,)	*Chondrula tridens* (MÜLL,)	*Granaria frumentum* (DRAP,)	*Helicopsis striata* (MÜLL,)	*Pupilla triplicata* (STUD,)	*Truncatellina cylindrica* (FÉR,)	*Catinella arenaria* (BOUCH,-CHANT,)	*Cecilioides acicula* (MÜLL,) **
Mélység (m)																		
0,40–0,80				1		1						2	5					
				4,0%		4,0%						8,0%	20,0%					
0,80-1,20				4	1	2		2				3	2	9	6			
				7,3%	1,8%	3,6%		3,6%				5,5%	3,6%	16,4%	10,9%			
1,20–1,60		3	1			1		3			1	10		22	4	1		2
		3,2%	1,1%			1,1%		3,2%			1,1%	10,5%		23,2%	4,2%	1,1%		2,1%
1,60–2,00		1				1						3		7	3			
		2,2%				2,2%						6,7%		15,6%	6,7%			
2,00–2,40												4	1	6		1		
												14,3%	3,6%	21,4%		3,6%		
2,40–2,80												3	3	5	1			
												9,1%	9,1%	15,2%	3,0%			
2,80–3,20												9	1	19	3			
												17,6%	2,0%	37,3%	5,9%			
3,20–3,60	1		1					1		1		9	4	21	5			
	1,0%		1,0%					1,0%		1,0%		8,7%	3,8%	20,2%	4,8%			
3,60–4,00			2	1				1				12	3	13	1			
			1,0%	0,5%				0,5%				6,0%	1,5%	6,5%	0,5%			
4,00–4,40		1	3	1		1						22	9	28	8			
		0,4%	1,1%	0,4%		0,4%						7,9%	3,2%	10,1%	2,9%			
4,40–4,80			4			2		5	4			62	19	80	20	1		
			0,5%			0,2%		0,6%	0,5%			7,3%	2,2%	9,4%	2,3%	0,1%		
4,80–5,20												4		10				
												16,0%		40,0%				
5,20–5,60												2						
												50,0%						
5,60–6,00												2						
												50,0%						
6,00–6,40												1		4				
												14,3%		57,1%				
6,40–6,80												2	1	15				
												8,3%	4,2%	62,5%				
6,80–7,20												3	2	5	1			
												7,7%	5,1%	12,8%	2,6%			
7,20–7,60												2	1	23	13		7	
												2,1%	1,0%	24,0%	13,5%		7,3%	
7,60–8,00														1				
														50,0%				
8,00–8,40														1	1			
														25,0%	25,0%			
8,40–8,80																		
8,80–9,20												2			1			
												40,0%			20,0%			
9,20–9,60												2	1	5	2			
												16,7%	8,3%	41,7%	16,7%			
9,60–10,00						1		3				4	3	15	3			
						1,4%		4,1%				5,5%	4,1%	20,5%	4,1%			
10,00–10,40														1				
														100,0%				
10,40–10,80			1		1	2	1						1	19				
			1,7%		1,7%	3,4%	1,7%						1,7%	32,2%				
10,80–11,20				2				1						12				
				8,0%				4,0%						48,0%				
11,20–11,60									1			4	1	42	2			
									1,3%			5,0%	1,3%	52,5%	2,5%			

A. nyílt területen élő, szubhigrofil fajok, B. hidegtűrő, higrofil fajok, C. melegkedvelő, tűrőképességű fajok, E. erdei elemek, H. vízi fajok /Pp. időszakos vízben élő, mocsári fajok,
A. subhygrophilous, open vegetation cover preferring species, B. cold resistant, hygrophilous species, C. warm high ecological tolerance, E. forest elements, H. aquatic species / Pp. living in periodic water, in marsh, P. species

vény mollusca-faunája
sequence from Beremend

		J.			D.							E.		H/Pp.	H/P.			
	Clausiliidae sp. indet.	*Clausilia dubia* DRAP.	*Punctum pygmaeum* (DRAP.)	*Discus ruderatus* (FÉR.)	*Vallonia pulchella* (MÜLL.)	*Vallonia costata* (MÜLL.)	*Orcula dolium* (DRAP.)	*Pupilla muscorum* (L.)	*Vertigo pygmaea* (DRAP.)	*Vertigo alpestris* (ALD.)	*Bradybaena fruticum* (MÜLL.)	*Clausilia pumila* (C. PFEIFER)	*Ena montana* (DRAP.)	*Anisus spirorbis* (L.)	*Bithynia leachi* (operculum)	**Összesen (db)**	Júliusi középhőmérséklet (°C)	A fauna hány %-a alapján
Mélység (m)																		
0,40–0,80	**13**			1		**2**										**25**	20,21	28.0%
	52,0%			4,0%		8,0%												
0,80–1,20			1			**15**		**10**								**55**	17,33	65.5%
			1,8%			27,3%		18,2%										
1,20–1,60						**24**		**20**	3							**95**	16,63	56.8%
						25,3%		21,1%	3,2%									
1,60–2,00	1		2			**18**		**8**		**1**						**45**	16,91	71.1%
	2,2%		4,4%			40,0%		17,8%		2,2%								
2,00–2,40						**6**		**8**	**2**							**28**	16,77	53.6%
						21,4%		28,6%	7,1%									
2,40–2,80		**1**	**1**			**16**		**3**								**33**	17,48	75.8%
		3,0%	3,0%			48,5%		9,1%										
2,80–3,20						**13**		**6**								**51**	17,33	45.1%
						25,5%		11,8%										
3,20–3,60						**51**		**10**								**104**	17,30	68.3%
						49,0%		9,6%										
3,60–4,00	**4**	**2**	**1**			**141**		**17**						**1**		**199**	16,97	83.4%
	2,0%	1,0%	0,5%			70,9%		8,5%						0,5%				
4,00–4,40	**6**	**4**	**1**			**175**		**18**			**1**					**278**	17,18	77.7%
	2,2%	1,4%	0,4%			62,9%		6,5%			0,4%							
4,40–4,80	**4**	**25**	**6**			**547**		**66**	**5**		**1**			**2**		**853**	17,05	81.1%
	0,5%	2,9%	0,7%			64,1%		7,7%	0,6%		0,1%			0,2%				
4,80–5,20						**4**		**5**			**1**			**1**		**25**	16,44	36.0%
						16,0%		20,0%			4,0%			4,0%				
5,20–5,60			**1**												**1**	**4**	16,00	25.0%
			1,0%												1,0%			
5,60–6,00								**1**						**1**		**4**	16,00	25.0%
								25,0%						25,0%				
6,00–6,40						**1**		**1**								**7**	16,50	28 6%
						14,3%		14,3%										
6,40–6,80						**5**		**1**								**24**	17,50	29.2%
						20,8%		4,2%										
6,80–7,20						**13**		**11**	**4**							**39**	17,04	69 2%
						33,3%		28,2%	10,3%									
7,20–7,60						**24**		**26**								**96**	17,27	66.7%
						25,0%		27,1%										
7,60–8,00					1											**2**		
					50,0%													
8,00–8,40						**2**										**4**	18,00	75.0%
						50,0%												
8,40–8,80						**2**										**2**	17,00	100.0%
						100,0%												
8,80–9,20						**2**										**5**	18,00	60.0%
						40,0%												
9,20–9,60	**2**															**12**	20,50	25.0%
	16,7%																	
9,60–10,00	**9**		**3**	**2**		**21**	**3**	**4**				**1**	**1**			**73**	17,26	50.7%
	12,3%		4,1%	2,7%		28,8%	4,1%	5,5%				1,4%	1,4%					
10,00–10,40																**1**		
10,40–10,80	**13**		**3**			**17**		**1**								**59**	17,02	37.3%
	22,0%		5,1%			28,8%		1,7%										
10,80–11,20	**10**															**25**	15,00	4 0%
	40,0%																	
11,20–11,60	**1**					**24**		**5**								**80**	17,14	41.3%
	1,3%					30,0%		6,3%										

szárazságtűrő fajok, J. nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő elemek, D. nagy ökológiai
P. állandó vízborítást igénylő mocsári fajok
equiring (thermophilous), drought resistant species J. species requiring greater vegetation cover, D. species with
iving in marsh (requiring permanent water cover)

feltárásban tektonikai elmozdulásra utaló nyom nem fedezhető fel. A rétegek dőlése nem mérhető, néhány fokkal Ny–DNy-i irányban eltér a vízszintestől. Az üledék elválása függőleges, oszlopos, hasadási lapjai 10–12 cm-re vannak egymástól.

A szelvény bázisán 10,65–11,60 m között barnássárga (10YR 6/6) lösz települ, melyben elvétve vörösesbarna üledékkel kitöltött krotovinák találhatók. E felett 10,25–10,65 m között sárgásvörös (5YR 5/6) paleotalaj (B_1) helyezkedik el, alsó határa elmosódó, felső határa azonban élesnek mutatkozik. A fosszilis talajszintre 9,40–10,25 méter között ismét egy nagyon halvány barna (10YR 7/4) löszköteg települ, melynek felső, közvetlenül a felette települő paleotalaj réteggel határos részén ökölnyi, 10–15 cm átmérőjű mészkonkréciók nyomozhatók (*3. kép*). A löszre 7,80–9,40 méter között durva, morzsalékos szerkezetű, sárgásvörös (5YR 5/6) színű őstalajszint (B_2) következik, melynek alsó és felső határa is elmosódó. E felett 6,50–7,80 méter között barnássárga (10YR 6/6) színű lösz települ. Mátrixában apró mészcsövek és szineretikus repedésekkel tagolt löszkonkréciós horizont található. 4,90–6,50 méter között sárgásvörös színű (5YR 4/6) paleotalaj réteg (B_3) található, melynek felső része kissé világosabb, alsó része sötétebb, barnás színezetű (*4. kép*). Felső, világosabb, átmeneti része a löszképződés felgyorsulására utal a fedő löszréteg irányában. Felső határával élesen elválik a felette települő rétegtől. A paleotalaj rétegre 2,85–4,90 méter között barnássárga színű (10YR 6/6) löszköteg települ, melynek alsó fele távolabbról világosabb sárga, felső része sötétebb, enyhén barnás árnyalatú. Mátrixában (4,00 méter körül) a legkülönbözőbb méretű, de jobbára 2–5 cm átmérőjű mészkonkréciók fedezhetők fel.

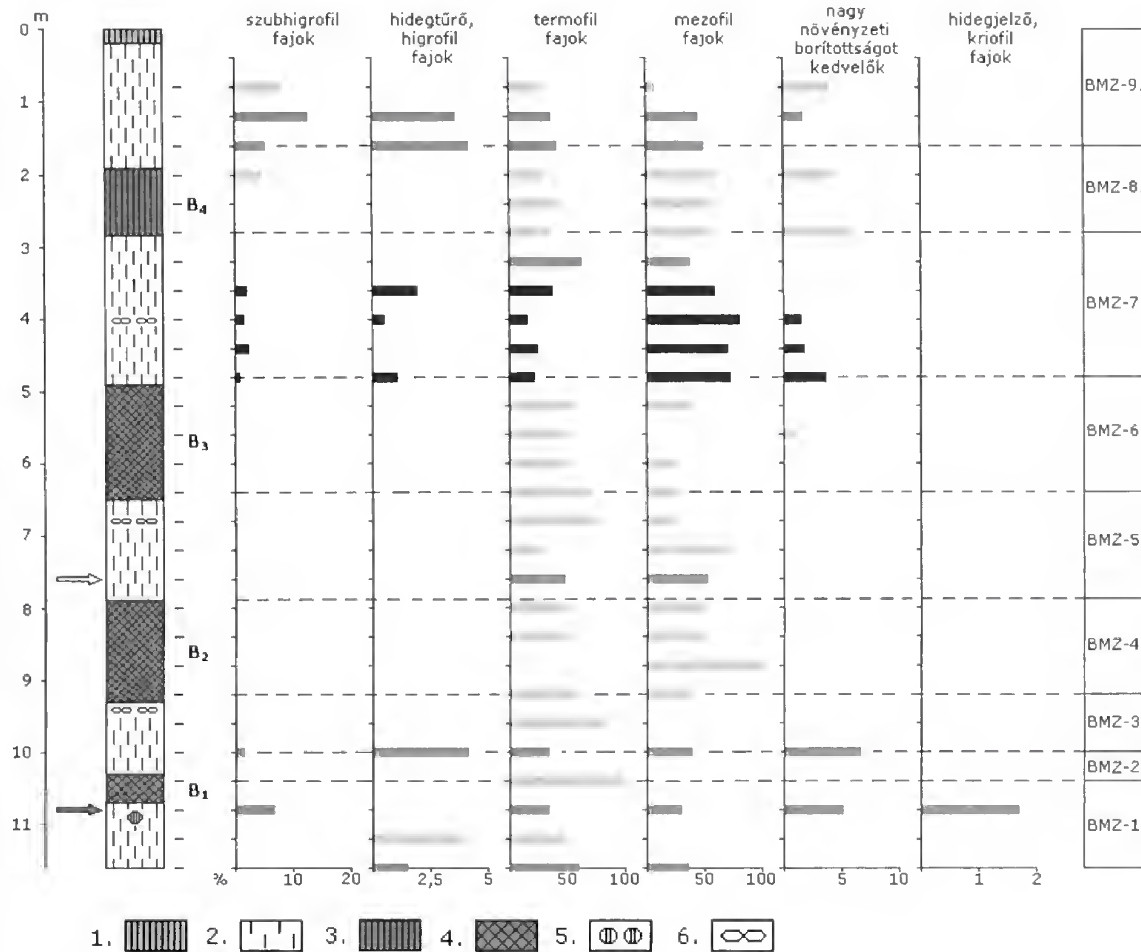
1,90–2,85 méter között barna színű (7,5YR 5/4), durva szerkezetű, fosszilis talajhorizont (B_4) tagolja a rétegsort, melynek alsó és felső határa elmosódó. E felett 0,50–1,90 m között durva szerkezetű barnássárga lösz települ. Az üledéksort egy bitumendarabokat, kavicsokat tartalmazó, talajosodott, kevert anyagból álló, bolygatott üledékréteg zárja.

A B_{1-3} paleotalajok fejlett erdőtalajok. Az intenzív talajképződést és kilúgozódást mutatja, hogy alattuk erőteljes mészkonkréciós horizontok húzódnak. A B_2 paleotalaj alatt ezek 10–15 cm átmérőjűvé cementálódtak. A felettük települő B_4 paleotalaj már egy az előzőektől eltérő környezetben kialakult erdős sztyepptalaj.

A molluscafauna vizsgálatának eredményei

A rétegsorból származó molluscafauna 2228 egyede 28 szárazföldi és 2 vízi faj között oszlott meg (*1. táblázat*). A szelvény paleoökológiai szempontból az alábbi zónákra osztható (*4. ábra*).

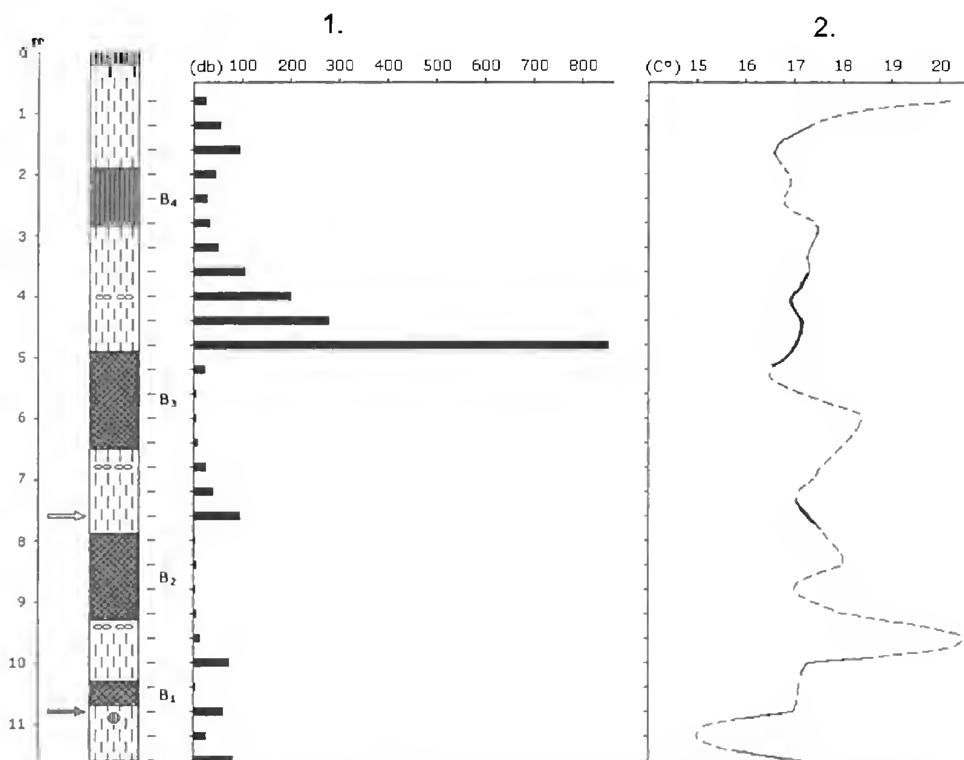
A 10,40–11,60 m közötti szakasz (BMZ–1) faunájának egyedszáma és fajszáma is alacsony. Az anyag statisztikus feldolgozásra kevéssé alkalmas, ennek ellenére igen értékes rétegtani, kronológiai és őskörnyezeti információkat tartalmaz. Ebből a zónából került elő ugyanis a korjelző *Neostyriaca corynodes* (HELD 1836) faj egyetlen példánya. Az adatok szerint ez a faj a középső-pleisztocén riss glaciálisában élt utoljára területünkön, előfordulása hazánkban általában a gerinces sztratigráfia szerinti felső-bihari és oldenburgi őslénytani szintekhez köthető. Alsó- és felső-pleisztocén üledékekből eddig nem került elő (KROLOPP 2003), jellemzően a mindel



4. *ábra.* A beremendi feltárás Mollusca-faunájának ökológiai csoportok szerinti megoszlása. Jelmagyarázat: szürke nyíl – a *Neostyriaca corynodes* faj megjelenési helye, fehér nyíl – a *Catinella arenaria* faj megjelenési helye. Üledékkifejlődés: 1. recens talajszint, 2. lösz, 3. paleotalaj I. (sztyepptalaj), 4. paleotalaj II. (erdőtalaj), 5. krotovinák, 6. mészkonkréciók. A rétegsor melletti rövid vonalak a mintavételi pontokat jelölik. Az oszlopdiagramon a világosszürke sávok az adott minta 50 alatti, a sötétszürke az 50–100 közötti, a fekete pedig az adott minta 100 feletti egyedszámára utalnak

Fig. 4 Distribution of the molluscs from Beremend according to the ecological groups. Legend: grey arrow – appearance of the species Neostyriaca corynodes, white arrow – appearance of the species Catinella arenaria. Types of sediments: 1 recent soil, 2 loess, 3 palaeosol I. (steppe soil), 4 palaeosol II. (forest soil), 5 crotovinas, 6 carbonate concretions. The short lines next to the sequence mark the sampling points. The light grey bands on the bar chart denote each samples with 0–50 specimen, the dark grey band denote samples with 50–100 specimen, the black bands denote samples with more than 100 specimen

és riss glaciálisokban akkumulálódott képződményekben jelenik meg (KROLOPP 1994). Az eddigi megállapítások szerint az adott faj kísérőfaunája az idősebb középső-pleisztocén üledékekben enyhe, illetve mérsékelten hűvös klímát jelez, míg a fiatalabb középső-pleisztocén képződményekben a *Neostyriaca corynodes* hűvös vagy hideg klímára utaló „löszfauna" tagja (KROLOPP 1994). A 10,40–10,80 m közötti szintből előkerült *Neostyriaca* kísérőfaunájában egyetlen hidegjelző fajt sem lehetett kimutatni, sőt annak legnagyobb részét a melegkedvelő, szárazságtűrő fajok adják (főként a *Helicopsis striata*), tehát ez a tény idősebb középső-pleisztocén kort (azon belül is valószínűleg mindel glaciális) sejtet. A malakológiai anyagban a termofil fajokon kívül a nagy ökológiai tűrőképességű fajok is fontos szerepet játszanak, domináns elem a *Vallonia costata*. A szubhigrofil, nyílt területre jellemző, a higrofil, hidegtűrő és a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő elemek a fauna ötödét teszik ki. A fentiekből megállapítható, hogy az adott szakaszt képviselő lösz bokros-erdős életterekkel mozaikszerűen megszakított füves sztyepp vegetációval



5. ábra. Az egyedszám és a júliusi őshőmérséklet alakulása. Jelmagyarázat: szürke nyíl: a *Neostyriaca corynodes* faj megjelenési helye, fehér nyíl: a *Catinella arenaria* faj megjelenési helye; Az 1. grafikon az egyedszám, a 2. a júliusi középhőmérséklet alakulását mutatja. Ez utóbbi esetén a vastag vonal a megbízható adatokra, a szaggatott vonal a 100 alatti egyedszám miatt kevésbé megbízható adatokra utal.

Fig. 5 The number of specimen and the July mean palaeotemperature values. Legend: grey arrow – appearance of the species Neostyriaca corynodes, white arrow – appearance of the species Catinella arenaria; The 1st graph shows the abundance, the second shows the July mean palaeotemperature values. In case of the 2nd graph the thick line denote reliable data, the discursive line denote less reliable data through small number of specimen (under 100)

borított területen, nedvesebb, átlagosnál magasabb hőmérsékletű ($T_{július}$°: ~16-17 °C) klímán halmozódhatott fel (*5. ábra*). A *Neostyriaca corynodes* faj előfordulása és a kísérőfauna jellege alapján az üledék kora az idősebb középső-pleisztocénre tehető, azon belül is nagy valószínűséggel a mindel glaciális időszakára.

A 10,00–10,40 m közötti paleoökológiai zónából (BMZ–2) egyetlen faj egyetlen példánya került elő, tehát így az értékelhetetlen. Mindez valószínűleg az igen intenzív héjkioldódás következménye lehet.

A 9,20–10,00 m közötti szakaszt (BMZ–3) alkotó löszből előkerült fauna ismét szegény, komolyabb statisztikus kiértékelése nem végezhető el, néhány jellegzetessége azonban felvázolható. A fauna nagy részét a termofil, másik részét a nagy tűrőképességű elemek adják. Néhány példány erejéig a higrofil, hidegtűrő és a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő, valamint az erdei fajok is megjelennek. Ez utóbbi csoport képviselője a közép-európai, alp-kárpáti *Ena montana* is. A fauna egyértelműen nagyon enyhe klímára utal, ahol az üledékképződés zártabb vegetációval borított térszínen zajlott. A két erdei faj megjelenése alapján valószínű, hogy a B_1 paleotalaj kialakulása során létrejött zárt erdővegetáció kisebb-nagyobb foltjai a löszképződés időszakának kezdetén még megmaradtak.

A 7,60–9,20 m közötti zónát (BMZ–4) alkotó paleotalajból előkerült malakofauna egyed- és fajszáma ismét rendkívül alacsony, az csupán néhány termofil, xerotherm, valamint euryök fajból áll, oka ismét a pedogenezis során végbement kioldódás lehet. Valószínű, hogy a talajképződés nagyon enyhe klímán ment végbe.

A 6,40–7,60 m közötti szakasz (BMZ–5) löszkötegeiből előkerült malakológiai anyag egyedszáma egyetlen mintában közelíti meg a 100-at, a többi esetben 50 alatti. Az előbbi mintában fordul elő 7 példánnyal a korábbi vizsgálatok szerint a $würm_{2-3}$ interstadiális jellegzetes faja, a *Catinella arenaria* (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A faunákban egyébiránt kizárólag két csoport, a melegkedvelő, szárazságtűrő (domináns elem a *Helicopsis striata*) és a némileg magasabb arányban jelen lévő nagy ökológiai tűrőképességű csoport fajai (*Vallonia costata* és *Pupilla muscorum*) jelennek meg. Mindezek alapján feltehető, hogy az üledékek akkumulációja enyhe, sőt nagyon enyhe ($T_{július}$°>17 °C) klimatikus körülmények között, nyílt, füves vegetációval borított területen ment végbe.

A 4,80–6,40 m közötti szint (BMZ–6) faunája statisztikusan értékelhetetlen. Néhány példány erejéig a termofil és a mezofil elemek, valamint két vízi faj jelennek meg. Ez utóbbiak számára feltehetően egy időszakos állóvíz szolgálhatott élőhelyül (HUM 2001). Az alacsony egyedszám miatt minden megállapítás bizonytalan a szinttel kapcsolatban, de valószínű, hogy az ebben az időszakban lezajlott pedogenezis enyhe, nedves klímán mehetett végbe.

A 2,80–4,80 m közötti zóna (BMZ–7) üledékeiből faj- és egyedszámát tekintve gazdag, statisztikusan is értékelhető fauna került elő. A malakológiai anyag kissé több mint 70%-át a nagy tűrőképességű fajok adják, domináns elem az enyhébb szakaszokban jellemző *Vallonia costata* (62,4%). A fauna közel ¼-ét a melegkedvelő, szárazságtűrő elemek (főként a *Helicopsis striata, Chondrula tridens, Granaria frumentum* és *Pupilla triplicata*) teszik ki. Megjelennek továbbá a szubhigrofil, nyílt területen élő, a higrofil, hidegtűrő, valamint a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő elemek is. Két mintában a vízi *Anisus spirorbis* faj is előfordul. Ezek alapján

megállapítható, hogy az üledékképződés továbbra is nagyon enyhe klímán ($T_{július}$°: ~17–17,3 °C), zártabb, erdőssztyepp vegetáció mellett ment végbe.

Az 1,60–2,80 m közötti paleoökológiai szakaszból (BMZ–8) előkerült fauna egyedszáma ismét alacsony. A malakológiai anyag több mint felét az euryök fajok és mintegy 1/3-át a termofil elemek adják. Egy-egy példány erejéig előfordulnak a szubhigrofil, nyílt területen élő, valamint a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő fajok. Feltehető, hogy az üledékek felhalmozódása az előző szakaszhoz hasonlóan enyhe klímán zajlott.

A 0,40–1,60 m közötti szint (BMZ–9) malakofaunájának egyedszáma egy minta esetében közelíti meg a 100-at. A fauna kissé több mint 40%-át a nagy tűrőképességű fajok, mintegy 35%-át pedig a termofil elemek adják. Megjelennek továbbá a szubhigrofil, a hidegtűrő, higrofil (köztük egy példány erejéig a *Columella edentula*) és a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő fajok is. Mindezek alapján feltehető, hogy kissé hűvösebb, még mindig átlagos-enyhe klímán, zártabb vegetációval borított területen mehetett végbe a fedő rétegek felhalmozódása.

Következtetések

1. A beremendi rétegsor faunájában egyetlen hideghullámot jelző, hidegkedvelő faj sem jelenik meg. A malakológiai anyagban kiemelkedő szerepet játszanak a melegkedvelő, szárazságtűrő és a nagy ökológiai tűrőképességű fajok. Több fázisban a szubhigrofil, a hidegtűrő, higrofil, a nagyobb növényzeti borítottságot kedvelő elemek, valamint egy szintben az erdei elemek is megjelennek. A malakohőmérő módszerrel számított, megbízhatóan interpretálható (100 feletti egyedszámú) minták júliusi átlaghőmérséklete ($T_{július}$°) a beremendi rétegsorban 16,9–17,3 °C között váltakozik, ami csupán mintegy 4–5 °C-kal tért el a mai értéktől ($T_{július}$°: 21,5 °C). Az összes mintát figyelembe véve egyetlen esetben sem fordul elő 15 °C alatti érték, ráadásul a rétegsor löszeiből rendre 17 °C körüli őshőmérsékleti értékek mutathatók ki. A fauna alapján a területen a növényzeti borítottság is nagyobb lehetett a löszképződés során, tehát itt az interglaciálisokra-interstadiálisokra jellemző zártabb növényzet egy-egy glaciális, stadiális fázisban bizonyos ideig, mozaikszerűen továbbra is megmaradt. Az eredmények egyértelműen arra utalnak, hogy a rétegsor löszkötegeinek képződése nem hideg-száraz, esetleg hideg-nedves körülmények között ment végbe – amiről jórészt CZIGÁNY (1997) is ír. A faunák alapján a löszrétegek felhalmozódási környezete viszonylag enyhe éghajlatú (16–17 °C) sztyepp-erdőssztyepp lehetett.

2. A legalsó löszkötegben előforduló, sztratigráfiai jelentőségű, korjelző *Neostyriaca corynodes* faj (HELD 1836) a középső-pleisztocén riss glaciálisában élt utoljára hazánk területén, előfordulása általában a gerinces sztratigráfia szerinti késő-bihari (mintegy 0,70–0,28 millió év között; KRETZOI & PÉCSI 1982) és oldenburgi (mintegy 280–125 ezer évek között) őslénytani szintekhez köthető. KROLOPP (1994) szerint az idősebb középső-pleisztocénben kisebb számban – a *Neostyriaca corynodes* f. *schlickumi*-val együtt – fordul elő, míg a fiatalabb középső-pleisztocén üledékekben gyakoribb. Ezekben az üledékekben a *Neostyriaca corynodes austroloessica*-val vagy önállóan jelenik meg. Mindemellett a kísérőfauna jellege is eltérő az idősebb és fiatalabb középső-pleisztocén üledékeknél. Az előbbihez sorolható lelőhelyeken

azok enyhe klímát jeleznek, míg az utóbbihoz tartózóaknál hűvös, illetve hideg éghajlatra utaló löszfauna jelenik meg. A beremendi szelvényben a *Neostyriaca corynodes* önállóan fordul elő, viszont egyetlen hidegjelző faj sem jelenik meg a kísérőfaunájában, azok egyértelműen enyhe klímára utalnak. A legalsó löszköteg (10,65–11,60 m között) a *Neostyriaca corynodes* előfordulása és a kísérőfauna jellege alapján idősebb középső-pleisztocén képződmény, amely valószínűleg a mindel glaciálisban halmozódhatott fel.

Ezt figyelembe véve a két alsó, jól fejlett paleotalaj zóna (B_1, B_2) valószínűleg a Paksi Lösz Formáció középső szakaszába sorolható. Párhuzamosításuk szempontjából a PH_{1-2} őstalaj jöhet szóba, melynek kora PÉCSI (1995, 1998) szerint 360–380 ezer, illetve 440–460 ezer év. A legalsó löszköteg képződése tehát ennél korábban, 460–500 ezer év körül mehetett végbe.

3. A B_2 paleotalaj felett települt lösz alsó szintjéből (7,20–7,60 m) származó mintában jelenik meg 7 példánnyal a korábbi vizsgálatok szerint a $würm_{2-3}$ interstadiálisban jellegzetesen előforduló *Catinella arenaria* (BOUCHARD-CHANTEREAUX 1837) faj (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A faj eddig csupán a magyarországi felső-pleisztocén üledékekből került elő (KROLOPP 2003), idős löszökből csupán néhány bizonytalan előfordulása ismert, s nem egyértelmű a példányok adott fajhoz való tartozása (KROLOPP ex. litt.). A jelen vizsgálatok szerint az adott löszréteg középső-pleisztocén korú lehet és nem késő-pleisztocén, ami arra hívja fel a figyelmet, hogy ez alapján a *Catinella arenaria* faj – legalábbis Dél-Baranyában – a középső-pleisztocén képződményekben is előfordulhat, nem csupán a felső-pleisztocénben. Ez új rétegtani adat, amit a későbbiekben radiometrikus koradatokkal szükséges alátámasztani.

4. A B_3 jelű őstalaj egy jól fejlett horizont. Szerkezetét, kifejlődését tekintve feltehetően a „Mendei Bázis" talajkomplexummal párhuzamosítható. A magyarországi típuslelőhelyek alapján PÉCSI (1985, 1995, 1998) a „Mendei Bázis" talajkomplexum MB_1 szintjét erdős sztyepptalajnak, MB_2 szintjét barnaföldnek (Braunerde, Parabraunerde), de Beremenden PÉCSI et al. (1977) vörösbarna, mediterrán jellegű fosszilis erdőtalajnak minősítik. A „Mendei Bázis" (MB) talaj MARSI & KOLOSZÁR (2004) szerint Beremenden barna erdőtalaj. Képződése PÉCSI (1998) szerint 280–350 ezer évvel ezelőtt zajlott. Sajnos a felette települő löszből a rétegtani besorolást segítő tufit (vagy tefra) horizont (GÁBRIS et al. 1991, HORVÁTH 2001) nem volt kimutatható. Az őstalaj (B_3) szintre települő lösz faunája valószínűleg fiatalabb középső-pleisztocén.

A B_4 jelzésű paleotalaj eltér az alatta fekvő három fosszilis talajszinttől, az valószínűleg genetikailag egy erdős sztyepptalaj lehet. Az adott talaj feltehetően a „Mendei Felső" talajkomplexum (PÉCSI 1993) alsó talajával (MF_2) párhuzamosítható, képződését tekintve a kutatók többségének álláspontja (WINTLE & PACKMANN 1988, OCHES & MCCOY 1995, FRECHEN et al. 1997, SÜMEGI & KROLOPP 2005) szerint a riss/würm interglaciális adható meg. Képződési idejére ZÖLLER & WAGNER (1990) Mendén 69.3±5.4 ka, NOVOTHNY et al. (2002) az albertirsai rétegsorban 65,9±10,7 ka TL korokat kapott.

A B_4 paleotalaj felett települt lösz késő-pleisztocén korú, infrawürm képződmény.

Köszönetnyilvánítás

Őszinte hálával tartozom dr. KROLOPP Endrének a meghatározásaim felülvizsgálatáért és szakmai tanácsaiért, a dolgozat lektorainak igen hasznos kritikáikért, valamint MAGUSICS Mihály főmérnök úrnak a bányaterületen való szíves kalauzolásért és a mintagyűjtések engedélyezéséért. Nagyon köszönöm édesapámnak, ÚJVÁRI Antalnak, valamint VARGA Ferencnek az anyaggyűjtések során nyújtott segítséget.

Irodalom – References

CZIGÁNY Sz. 1997: A beremendi löszfeltárás vizsgálata. – *Földrajzi Értesítő* **46/1–2**, 97–103.

FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. – *Quaternary Research* **48**, 291–312.

FŰKÖH L. 1997: A malakológiai vizsgálatok szerepe a régészetben. – *Agria* 33, 109–123.

GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E. & JUVIGNÉ, E. 1991: Pleistocene marker horizon in Carpathian Basin loess: the Bag Tephra. – In: PÉCSI M. & SCHWEITZER F. (Eds): Quaternary environment in Hungary. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 91–97.

HORVÁTH, E. 2001: Marker horizons in the loess of the Carpathian Basin. – *Quaternary International* **76/77**, 157–163.

HUM L. 2001: Délkelet-dunántúli lösz-paleotalaj sorozatok keletkezésének rekonstrukciója őslénytani vizsgálatok alapján. – *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 233–251.

KERNEY, M. P., CAMERON, R. A. D. & JUNGBLUTH, J. H. 1983: Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. – Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin, 384 p.

KRETZOI M. & PÉCSI M. 1982: A Pannon-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. – *Földrajzi Közlemények* **106**, 300–326.

KROLOPP E. 1994: A Neostyriaca génusz a magyarországi pleisztocén képződményekben. – *Malakológiai Tájékoztató* **13**, 5–8.

KROLOPP, E. 1995: Biostratigraphic division of pleistocene formations in Hungary according to their Mollusc fauna. – In: FŰKÖH L. (Ed.): Quaternary Malacostratigraphy in Hungary. *Malacological Newsletter Supplementary* **1**, 17–78.

KROLOPP, E. 2003: Mollusc species of the Hungarian Pleistocene formations (as of Dec 31 of year 2002). – *Malakológiai Tájékoztató* **21**, 13–18.

KROLOPP E. & SÜMEGI P. 1992: A magyarországi löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – In: SZŐŐR Gy. (Ed.): Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság, 247–263.

LOŽEK, V. 1964: Quartermollusken der Tschechoslowakei. – *Rozpravy Ústredniho Ústavu Geologickeho* **31**, Praha, 374 p.

MARSI I. & KOLOSZÁR L. 2004: A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. – *Földtani Közlöny* **134/1**, 75–94.

NOVOTHNY, Á., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary – improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. – *Quaternary International* **95/96**, 155–163.

OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 1995: Amionostratigraphic evaluation of conflicting age estimates for the "Young Loess" of Hungary. – *Quaternary Research* **44**, 160–170.

PÉCSI, M. 1985: Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation. – In: PÉCSI, M. (Ed.): Loess and the Quaternary. Akadémiai Kiadó, Bp., 33–49.

PÉCSI M. 1993: Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai Kiadó, Bp., 375 p.

PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. – In: PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. (Eds): Loess in Form **3**, 23–30.

PÉCSI M. 1998: Lösz- és őstalajsorozatok és a negyedidőszaki ősföldrajzi változások kutatásának elvi, módszertani kérdései. – In: HAAS, J. (Ed.): Fülöp József-emlékkönyv, 263–279.

PÉCSI M., GEREI L., SCHWEITZER F., SCHEUER Gy. & MÁRTON P. 1988: Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. – *Időjárás* **92/2–3**, 75–86.

PÉCSI M., PÉCSINÉ DONÁTH É., SZEBÉNYI E., HAHN GY., SCHWEITZER F. & PEVZNER, M. A. 1977: A magyarországi löszök fosszilis talajainak paleogeográfiai értékelése és tagolása. – *Földrajzi Közlemények* **25/1–3**, 94–137.

SOÓS L. 1943: A Kárpát-medence Mollusca-faunája. – Akadémiai Kiadó, Bp., 478 p.

SÜMEGI P. 1989: A Hajdúság felső-pleisztocén fejlődéstörténete finomrétegtani (őslénytani, szedimentológiai és geokémiai) vizsgálatok alapján. – Egyetemi doktori értekezés. KLTE, Debrecen, 96 p.

SÜMEGI P. 1996: Az ÉK-magyarországi löszterületek összehasonlító őskörnyezeti rekonstrukciója és rétegtani értékelése. – Kandidátusi Értekezés. KLTE, Debrecen, 120 p.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. – *Földtani Közlöny* **125/1–2**, 125–148.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 2005: A basaharci téglagyári szelvény rétegtani és paleoökológiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **135/2**, 209–232.

WINTLE, A. G. & PACKMANN, S. C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. – *Quaternary Science Reviews* **7**, 315–320.

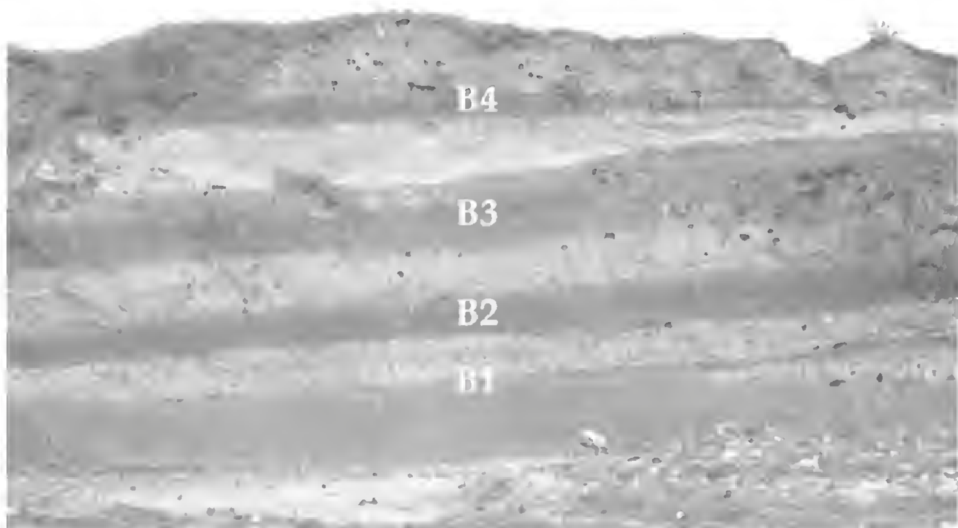
ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess – recent developments. – *Quaternary International* **7/8**, 119–128.

Kézirat beérkezett: 2005. 11. 03.



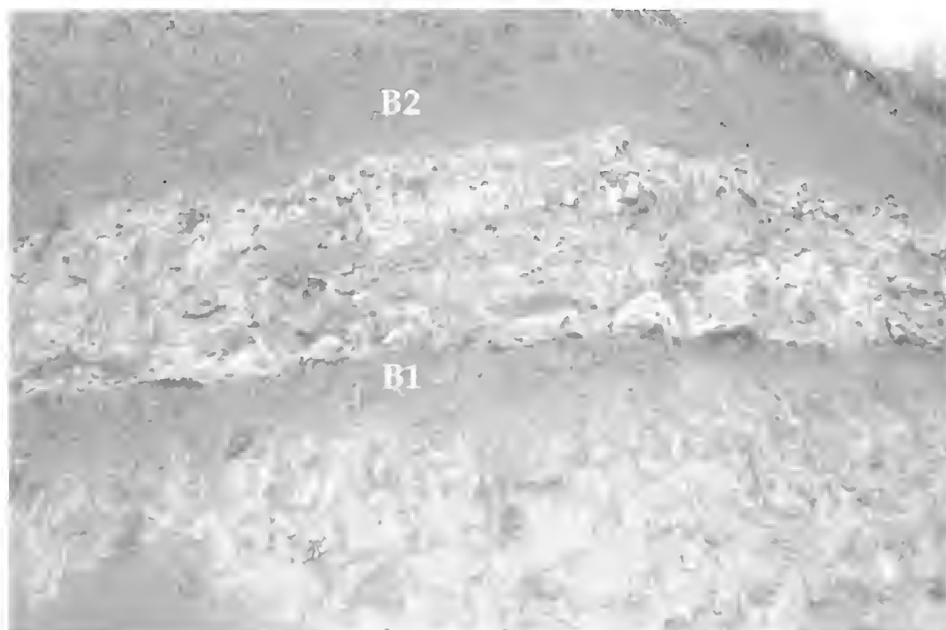
1. *kép.* A vizsgált rétegsor a Ny-i bányaút felől

Photo 1. The investigated sequence from the direction of western mineway



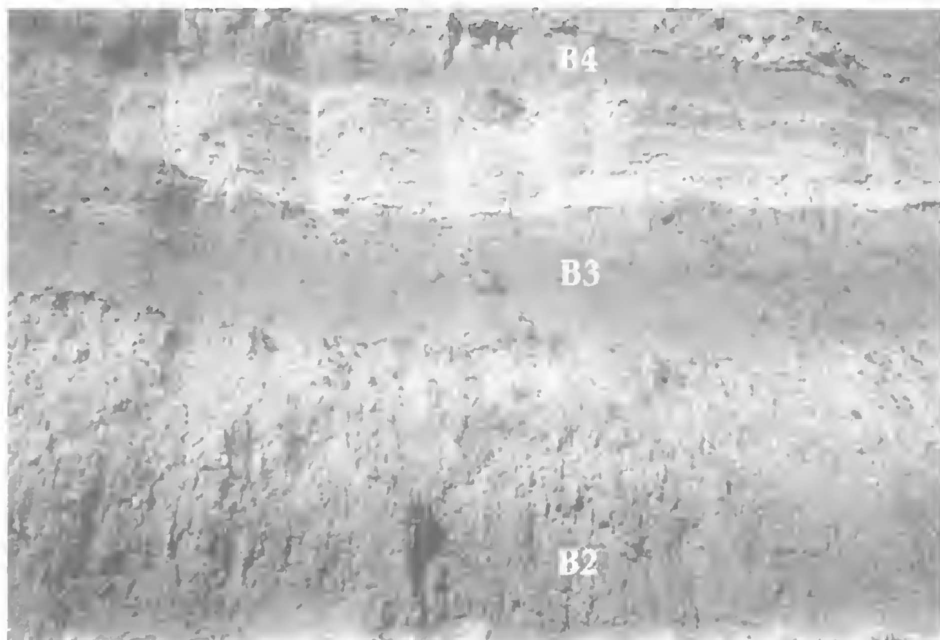
2. *kép.* A vizsgált lösz–paleotalaj rétegsor

Photo 2. The examined loess–palaeosol sequence



3. kép. A B_1 és B_2 paleotalajok, és a közbetelepült lösz a 10–15–20 cm-es mészkonkréciókkal

Photo 3. The B_1 and B_2 palaeosols and the loess accumulated between the palaeosols with the 10–15–20 cm diameter carbonate concretions.



4. kép. A lösz és az eltemetett fosszilis talajok (B_2, B_3, B_4)

Photo 4 The loess and the buried fossil soils (B_2, B_3, B_4)

Földtani Közlöny 136/1, 105–119. (2006) Budapest

A szigetszentmiklósi bronzkori temető kőzetanyagának alaktani és petrográfiai vizsgálata

Morphological and petrographical approach of the rock material from the Bronze age cemetery of Szigetszentmiklós

KALMÁR János[1] – VICZE Magdolna[2]

(4 ábra, 2 tábla, 3 táblázat)

Tárgyszavak:bronzkori ásatás, urnasír, kőzetanyag, morfológiai vizsgálatok, kőzettan
Keywords:excavation, Bronze age , urn cementery, rock fragments, morphological analysis, petrography

Abstrac

During the excavations executed at Ürge-hegy, Szigetszentmiklós, a notable quantity of various rock fragments were found. Their morphological analysis pointed out, that a part of the rock pieces was fragmented by natural way as components of the deluvial an/or alluvial deposits. On the other hand, a few pieces resulted from crushing, carving and modelling of the larger rocky blocks. We proved, that few blocks were exploited by mining works (quarries). We identified Sarmatian limestone pieces by the mineralogical–petrographical study, which are originated from the Pusztazámor–Sóskút–Törökbálint outcrop line. They correlate with the different levels from the Upper Sarmatian stratigraphic section, which are known from some quarries and research cores. Apart from those fragments, we identified Badenian and Eocene limestones, Oligocene coarse sandstone and Triassic dolomite fragments, as well a piece of biotitic granite. Subordinately appears the quartz pebbles from the Danube alluvia. In comparison with the smaller urns, we remarked, that the larger sepulchral ones bear larger pieces and bigger quantities of rock fragments, with more various petrographic composition. The larger rock fragments on top of the urns exposed on the surface must have played a cultic role, just like the marble obelisks in our modern cementery. Finally, we concluded that acquisition, the transportation, and manufacture of the stones from the other side of the Danube, from the appropriate quarries presupposes a well organised community, which on the other hand, suggests a highly structured society.

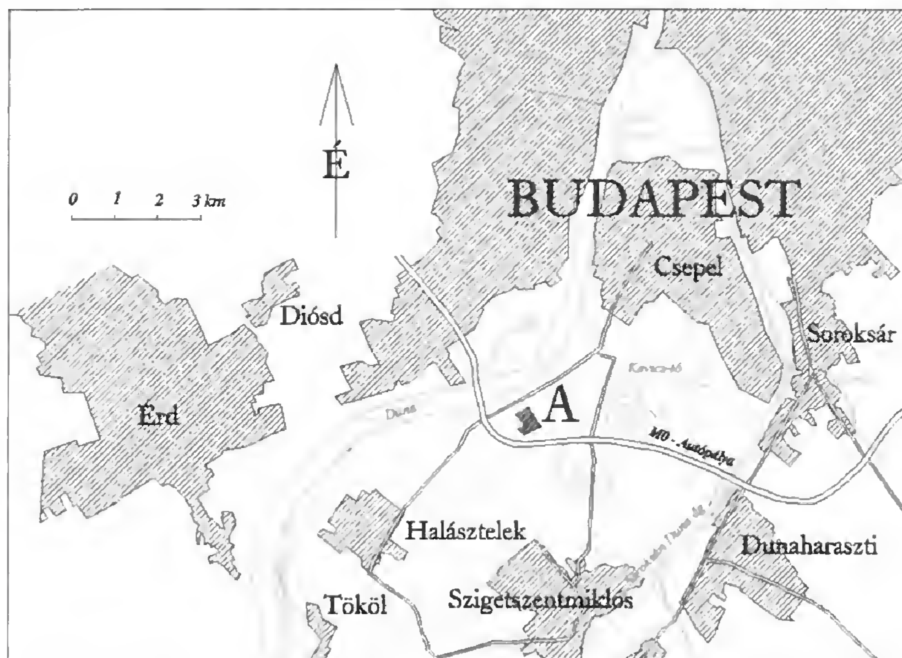
Összefoglalás

A szigetszentmiklósi Ürge-hegyen végzett ásatások során a bronzkori (Vatya fázis) urnasírokon és körülöttük jelentős mennyiségű és változatos összetételű kőzetanyag került elő. A kőzetanyagon végzett morfológiai (szemcseeloszlás, felület, alak) vizsgálat kimutatta, hogy egy részük természetes úton aprózódott fel (lejtőtörmelék, hordalék), a másik részük pedig nagyobb tömbök törése, faragása, alakítása révén jött létre, illetve bányászati tevékenységből származik. Az ásványtani–kőzettani vizsgálatok eredményeként azonosíthatók voltak szarmata mészkődarabok, amelyek a lelet nagy részét képezik, nagyban hasonlítanak a Pusztazámor–Sóskút–Törökbálint vonulat feltárásaiban és főleg a sóskúti bányában feltárt rétegsor különböző szintjein megjelenő bioklasztos mészkőtípusokra (mudstone típusú finomszemcsés mészkő, wackestone–packstone típusú durvamészkő, molluszkahéjas lumachella). Ezen kívül találtunk badeni és eocén mészkövet, oligocén homokkövet (Hárshegyi F.) , triász dolomitot és egy biotitos gránitdarabot. Kis számban jelen van a Duna hordalékából származó kavics is. A nagyobb méretű urnák kőpakolásai nagyobb mennyiségű és változatosabb kőzetanyagot tartalmaznak, mint a kisebb, szerényebb urnasírok. Valószínűsíthető, hogy az urnákat fedő, nagyobb méretű kőzetanyag az akkori terepfelszín fölött látható volt, jelző és kultikus szerepet tölthetett be. Vizsgálataink rámutatnak, hogy a kőzetanyag kinyerése, szállítása, megmunkálása és elhelyezése jól összehangolt tevékenység eredménye, mely szervezett bronzkori közösség meglétét feltételezi.

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14
[2]MATRICA Múzeum, 2440 Százhalombatta, Gesztenyés út 1–3.

Bevezetés

A 2002. év nyarán a szigetszentmiklósi Aachan áruház területén, az Ürge-hegyen (*1. ábra*) ásatásokat végeztek a szentendrei és a százhalombattai múzeum munkatársai. A megelőző feltárás szakmai irányítására a Pest Megyei Múzeumok Igazgatósága VICZE Magdolnát (Százhalombatta, Matrica Múzeum) kérte fel, a kőzetanyag földtani vizsgálatát KALMÁR János (2002) végezte.



1. ábra. A Csepel-sziget északi része. A, az ásatások helyszíne

Fig. 1 The northern part of the Csepel Island. A, the site of the archaeological excavations

A feltárás során Magyarország második legnagyobb sírszámú középső bronzkori urnatemetője került elő. A feltárt 525 sír tanúsága szerint a temető több csónakalakú sírcsoportból áll, ami ennek megfelelő számú nagycsaládi temetkezőhely meglétére utal (VICZE 2001; REMÉNYI 2002). Az urnasírok összetétele és mellékletei alapján megállapítható volt, hogy a temetőt a nagyrévi időszak végétől (néhány kulcsi típusú sír) a Vatya–Koszider fázis középső szakaszáig használták (i.e 1950–1750). A sírok számaránya alapján – az előzetes vizsgálatok tükrében – megállapítható, hogy a temetőt használó közösség a korai Koszider fázisban volt a legnépesebb. A néhány (3–4) nagyrévi sírral induló temetőben a sírok száma csaknem lineáris növekedést mutat egészen a Koszider fázis középső szakaszáig. A leletmentés során lehetőségünk nyílt a sírcsoportok kiterjedésének minden irányban történő ellenőrzésére, tehát megállapíthatjuk, hogy az egykori közösség által használt, illetve kijelölt temető teljes területét sikerült feltárnunk. (*I. tábla, 1. fotó*) A leletanyagban csak elenyésző számban vannak jelen a késő Koszider fázisra jellemző együttesek.

További lényeges eredménynek mondható, hogy a sírok nagy része körül kőpakolás volt megfigyelhető (*I. tábla, 2. fotó*). Sajnálatos módon a Vatya korú sírok általában a mindenkori (holocén) felszínhez közel helyezkednek el, éppen ezért a temetési rítushoz szorosan kapcsolódó kőpakolást igen ritkán lehet eredeti helyén megfigyelni (ÉRDY 1861; POROSZLAI 1990; VICZE 2001; REMÉNYI 2002). A több évszázados, vagy talán évezredes talajmegmunkálások következtében eredeti formájukban csak néhány helyen maradtak meg. Ennek a szokásnak részletesebb megértéséhez jelentősen hozzájárult a Szigetszentmiklóson talált kőpakolások tanulmányozása, jóllehet az itt feltárt sírok csupán kis százalékánál sikerült azokat eredeti helyzetükben megfigyelnünk. Ennek ellenére fontosnak tartjuk a kőzetanyag alaposabb, földtani vizsgálatát, hiszen csak ezek ismeretében következtethetünk a temetési rítus bizonyos részleteire.

Az ásatások során jelentős mennyiségű és változatos kőzetanyag került feltárásra, nagyrészt a (továbbiakban számokkal megjelölt) urnasírok közvetlen közeléből (*I. tábla, 3. fotó*). E kőzetanyagból a helyszínen megvizsgáltunk 428 egyedi példányt, amely a feltárt anyagnak kb. a 15%-át képezi. Az alaktani vizsgálat során a kőzetanyag méret szerinti eloszlását, alakját és felületét vettük figyelembe, utána a kőzetek szerkezetét–szövetét, összetételét határoztuk meg, s ez alapján a korát kívántuk megismerni. Vizsgálataink célja a kőzetanyag eredetének, előfordulási módjának, szállításának és megmunkálásának kiderítése, valamint a kőzetanyag jellege és a sírok, sírcsoportok közötti összefüggések felismerése volt.

Alaktani vizsgálatok

A nagy számú és változatos alakú kőzetanyag lehetővé tette, hogy az alaktani megfigyeléseket statisztikai módszerekkel támasszuk alá, a durvatörmelékes kőzetek esetében használt számítások és diagramok igénybevételével.

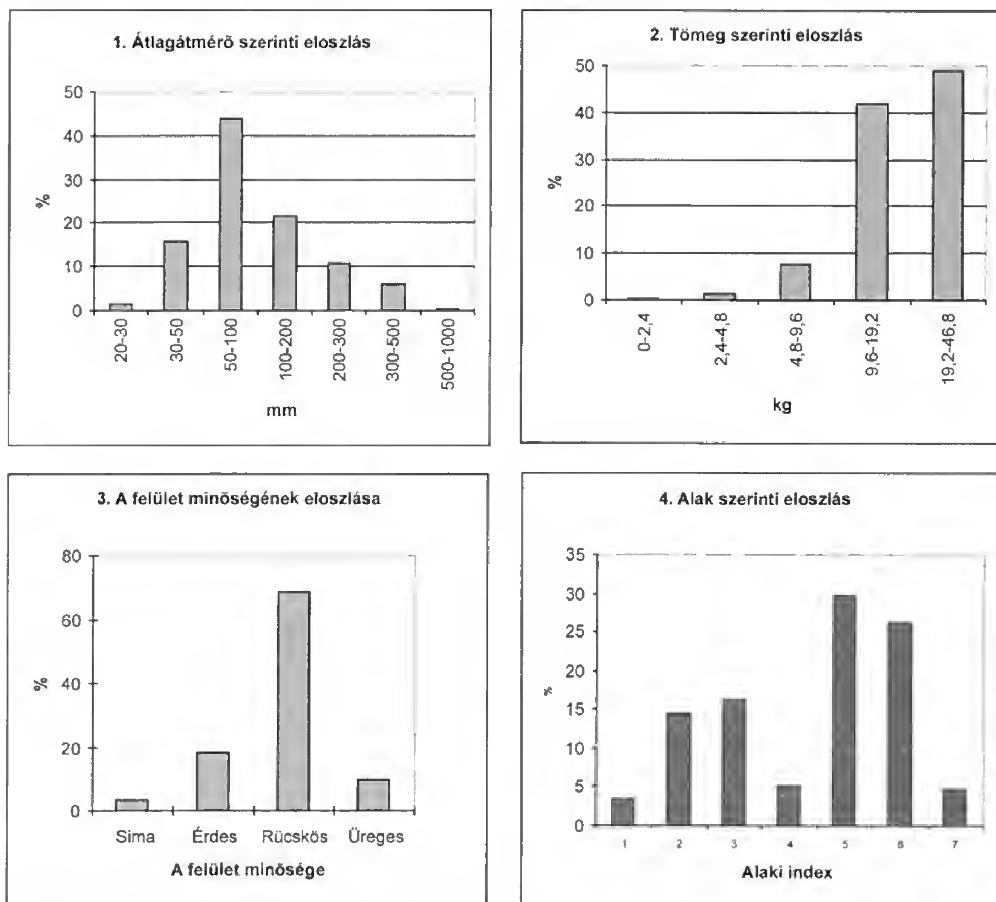
Szemcseeloszlás. A szigetszentmiklósi ásatások során feltárt kőzetdaraboknak megmértük 3 (maximális, minimális és ezekre merőleges) irányban a hosszát (a), szélességét (b) és vastagságát (c).

A természetes módon keletkezett és részben mesterségesen kialakított kőzetanyag szemcsemérete az apró- és közepes, kis mennyiségben a durva kavics (törmelék) osztályába sorolható (JÁMBOR & BÉRCZI 1991). Mivel a természetes folyamatok során – főleg a durvaszemcsés üledékek esetében – a méretek jellegzetes, lognormális eloszlása jön létre (SARAPOV 1968) ezért érdemes megvizsgálni az ásatás során kapott kőzetanyag szemcseméretének az eloszlását. Ha a vizsgált anyagot egy képzeletbeli rostasoron áteresztenénk, a rostákon azok a szemcsék maradnának fenn, amelyek hossza nagyobb, mint az adott lyuk átmérője. A rostán maradt darabok térfogatsúlyát azonosnak feltételezve megkapjuk a kőzetanyag méret szerinti eloszlását. A szegletes, szabálytalan szemcsék esetében értelemszerűen a valós eloszlást a kőzetanyag középméretének, azaz a kőzetanyag térfogatával egyenlő kocka átlójának eloszlása adja. A középméretet (d_m) a

$$d_m = \sqrt{3}\sqrt[3]{ab} \quad [1]$$

képlettel számítottuk ki. A kőzetanyag hosszúsága és középmérete alapján szerkesztett kumulatív szemcseösszetételi görbék a természetes eloszláshoz közel álló, két majdnem párhuzamos, végükön aszimptotikus görbét eredményeztek. Ugyanazon szemcseosztályok alapján készített hisztogramok (2. *ábra, 1. diagram*) a gaussi eloszlás látszatát keltik. Hogy csakugyan fennáll a lognormális eloszlás, azt a Sturgers-képlet szerint számított osztályok eloszlása dönti el (SARAPOV 1968). A képlet az osztályok nagyságát (d) a vizsgált halmaz kiterjedése (log x_{max}–log x_{min}) és a halmaz nagysága N alapján számítja ki:

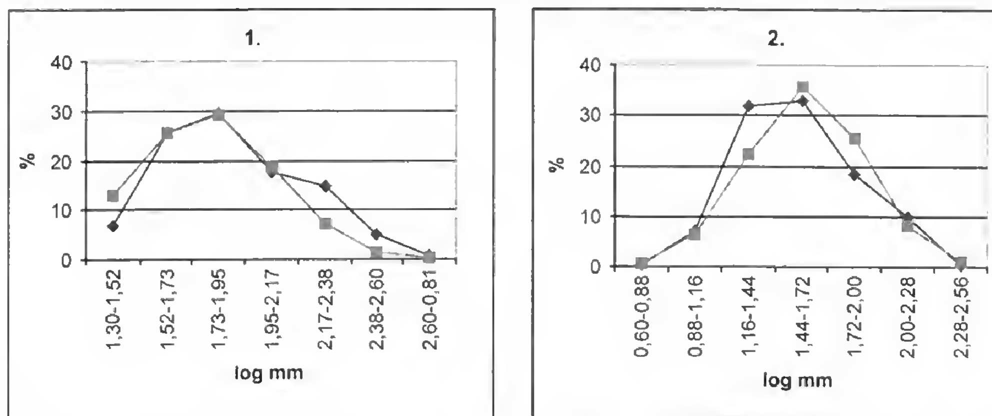
$$d = \frac{|\log x_{max} - \log x_{n}}{\sqrt{1 + 3{,}322 \log N}} \qquad [2]$$



2. *ábra.* A kőzetanyag nagyságára, tömegére, felületi és alaki megjelenésére vonatkozó diagramok. Alaki index (a 4. diagramon): 1. Oszlop, hasáb, henger, 2. Kúp, gúla, ék, 3. Csonka kúp, csonka gúla, trapezoéder, 4. Kocka, gömb, 5. Téglatest, romboéder, ellipszoid, 6. Lencse, lap, 7. Lemez, korong

Fig. 2 Diagrams of size, mass, surface type and morphology of the rock pieces. The shape index on diagram 4: 1 Column, prism, cylindre, 2 Cone, pyramide, wedge, 3 Truncated cone and pyramide, trapezoid, 4 Cube, sphere, 5 Short prism, rhombohedron, ellypsoide, 6 Lens, slab, 7 Plate, disc

Lognormális eloszlás esetében az így meghatározott osztályok a Gauss-görbe szerint rendeződnek el és eleget tesznek a χ^2 kritériumainak. Ha az eloszlás nem normális, az osztályok különböző, szabálytalan görbéket rajzolnak ki, amelyekből (szerencsés esetben) megállapítható, hogy valójában hány összetevőből áll a halmaz. A szigetszentmiklósi lelet esetében (3. *ábra, 1. diagram*) a kőzetanyag hossza, szélessége és átlagátmérője szabálytalan, valószínűleg bimodális eloszlású és nem tesz eleget a χ^2 kritériumainak (χ^2 = 19,944; 11,507; 25,373>9,844), egyedül a vastagságnál jelenik meg a gaussi eloszlás (χ^2=7,452<9,488, 3. *ábra,* 2. *diagram*)



3. *ábra.* Kőzetanyag méreteinek eloszlása. 1. A kőtörmelékek hosszának a lognormális eloszlástól lényegesen különböző eloszlása (χ^2 =19,944>9,488); 2. A vastagságnak a lognormálishoz közeli eloszlása (χ^2=7,452<9,488); ♦ Valós eloszlás; ■ Kiszámított lognormális eloszlás

Fig. 3 Distribution of the size of the rock pieces. 1 The length of rock pieces shows a notable different distribution from the lognormal distribution (χ2 =19,944>9,488); 2 The thickness shows a distribution near to the lognormal distribution. ♦ *Real distribution;* ■ *Calculated lognormal distribution*

Mindezek azt bizonyítják, hogy (1) az anyagnak csak egy része származik természetes módon kialakult törmelékből (lejtőtörmelék, kis vízfolyások hordaléka) és/vagy (2) a természetesen feldarabolódott kőzetanyagot tovább aprították, faragták, alakították.

Ha viszont a tömeg szerinti eloszlást vesszük figyelembe, látható (2. *ábra,* 2. *diagram*), hogy a kőanyag össztömegéhez viszonyítva a 10 kg-nál nagyobb kőzetdarab az, amely a kőpakolás jelentős részarányát képezi

Felület. A kőzetanyag természetes felülete lehet sima, érdes, rücskös és üreges-gumós.

Rücskös felületű a leletnek több mint kétharmada (2. *ábra,* 3. *diagram*). Az üreges (árkos, barázdás, gumós) felület a meglehetősen inhomogén szarmata mészkövek, lumasellák sajátossága; főleg a 13 cm-nél nagyobb kőtömbökön jelenik meg.

Egyes üreges-gumós darabok felszínén fekete földtapadék található, amely lényegesen különbözik az ásatásoknál harántolt homokos váztalajtól (amelyet egy előző cikkünkben részletesen leírtunk, KALMÁR et al. 2004) és hasonlít a Frühwald-bánya szarmata mészkövét borító rendzinához, amit a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok is kimutattak (*I. táblázat*) Megjegyzendő, hogy földtapadék a sóskúti

I. táblázat. A talaj, a kőzetanyagon lévő talajtapadékok (239) és egy szarmata foraminiferás mészkő (406) röntgendiffrakciós vizsgálata.
Table I. The X–ray diffraction analysis of the soil and of the soil crusts of some rock samples (239) and a foraminiferal Sarmatian limestone (406),

Ásvány, %	Talaj	239	406
Montmorillonit	7	4	3
Illit/montmorillonit	3	2	1
Illit+muszkovit	10	12	5
Kaolinit	2	21	
Klorit	3	7	ny
Kvarc	62	31	5
K-földpát	4	3	2
Plagioklász	2		3
Amfibol	2	ny	
Kalcit	3	7	70
Dolomit		ny	5
Goethit	ny	5	2
Gipsz		3	1
Amorf fázis	3	4	3
Összesen	100	100	100

Készült a MÁFI Fázisanalitikai Laboratóriumában (KOVÁCS-PÁLFFY P. és BARÁTHNÉ SZINNYEY K., 2004; Phillips PW-1710, Cu Ka) – *executed by KOVÁCS-PÁLFFY P. and BARÁTHNÉ-SZINNYEY K. (2004), Phase-analysis Laboratory, HGI., Phillips PW-1710, Cu* Ka

Frühwald-bánya meddőhányóján található, a szarmata mészkő fedőjét képező fekete talajhoz makroszkópos vizsgálat alapján is nagymértékben hasonlít.

Az érdes felszínű kőzetanyag (elsősorban finomszemcsés mészkő) rendszerint lekerekített felületű, gömb- vagy ellipsziscikkek, kúp- és hengerszeletek, a felszínen kibúvó rétegélek esetében jelennek meg. A sima felület a Dunából származó kavicsokra és egyes mészkődarabokra jellemző.

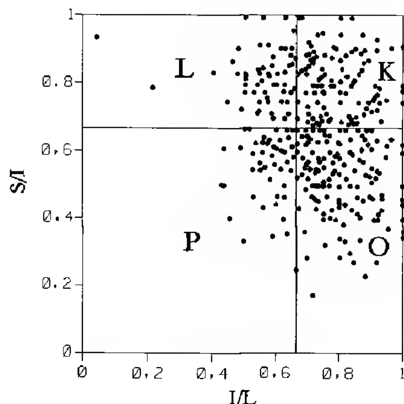
Alak. A változatos alakú kőzetanyag morfológiai jellemzésére a durvatörmelékes kőzeteknél használt formaidex (MOLNÁR & VERMES 1989) kiterjesztett változatát vettük figyelembe (2. *ábra,* 4. *diagram; II. táblázat*)

Ezek szerint a 428 kőzetanyag átlagos (súlyozott) formaindexe 4,402, amely a kocka és a téglatest közé esik. Látható, hogy csakugyan a téglatest, romboéder, ellipszoid, ill. a lencse és lap alakúak dominálnak. A javarészt réteges szerkezetű szarmata mészkő esetében az első megfelel a réteglapokkal határolt idomoknak, az utóbbi pedig a réteglapra merőleges sakktábla-szerű hasadékoknak, amelyek mentén a kőzetdarabok kiestek a rétegből és/vagy ütésre hasadtak, amikor a feldolgozásukra került sor.

II. táblázat. A kőzetanyag alakja
Table II The shape of the rock pieces

Alak	Index	Példány-szám	%
Oszlop, hasáb, henger	1	15	3,50
Kúp, gúla, ék	2	62	14,49
Csonka gúla, csonka kúp, trapezoid	3	70	16,36
Kocka, gömb	4	22	5,14
Téglatest, romboéder, ellipszoid	5	127	29,67
Lencse, lap	6	112	26,17
Lemez, korong	7	20	4,67
Összesen		428	100,00

Ez az eloszlás a I/L – S/I ZINGG-féle (1935) diagramon is követhető. Itt az L a hosszúságot, az I a szélességet és az S a vastagságot jelenti. A grafikonon (*4. ábra*) szereplő szélesség/hosszúság és a vastagság/szélesség arányszámai alapján a tömzsi (kocka, gömb) és oszlopos alakzatok dominálnak. A kőzetanyag alakjának számszerű becslése különbözik aszerint, hogy milyen módon történt a számítás. Ez egyrészt a kőzetdarab változatos, szabálytalan alakjából és abból is fakad, hogy az egész kőzetanyagot és nem a [2] képlet szerint szétválogatott méretosztályokat hasonlítottuk össze. Ehhez viszont több anyagra lett volna szükség, főleg a nagyméretű tartományban.



4. ábra. A kőzetanyag alak szerinti eloszlása az I/L – S/I ZINGG-féle (1935) diagramon. L, lapos hasáb; K, kocka; P, lemez, lap; O, oszlop. (I, L és S értelmezése a szövegben).

Fig. 4 Distribution of the form of the rock pieces, on the I/L – S/I ZINGGS' (1935) diagram. L, Platty prism; K, cube; P, plate and sheet; O, column. (I, L and S: signification in text)

A kőzetanyag kora és litológiája

A szigetszentmiklósi ásatások során feltárt kőzetanyag főleg mészkőből áll, de jelentős mennyiségben találtunk egyéb kőzettípusokat is (*III. táblázat*). Az alábbiakban a kisebb mennyiségben előforduló, de régészeti szempontból érdekes problémákat felvető kőzetdarabok rövid leírása következik:

III. táblázat. A kőzetanyag kor és kőzettípus szerinti eloszlása
Table III. The distribution of rock material according their age and rock type

Kor, kőzet	Példányszám	%
Ópaleozoos? kvarc, kvarcit(kavics)	11	2,57
Paleozoos? gránit	1	0,23
Triász dolomit	5	1,17
Eocén mészkő	7	1,64
Oligocén homokkő	8	1,87
Badeni Lajta Mészkő	39	9,11
Szarmata mészkő	357	83,41
Összesen	428	100,00

Kvarcit. A Duna hordalékából származó, öklömnyi elliptikus vagy szabálytalan, gömbölyű kavicselemek anyaga fehér, szürke vagy sárgás színű kvarc, amely összefogazódott, hullámos kioltású szemcsékből áll, ritka muszkovit- és kloritlapocskákkal, grafitszemcsékkel, esetenként vékony aplitos erekkel, milliméteres lencsékkel. Eredete a Duna és mellékfolyói által érintett metamorf aljzat, vagy abból származó konglomerátum, ill. kavicsréteg. Nem kizárt, hogy egyes, lencse alakú,

világosszürke mésztapadékos kavicsdarabok a szarmata rétegsor alján lévő konglomerátumból származnak.

Gránit. A 440. sz. sírhely kőzetanyagában egy 4,2×4,0×2,5 cm-es, ötszög alakú, rücskös felületű, szögletes gránitdarab került elő. Kvarcból, vörös, aránylag üde, rácsikres mikroklinből és erősen szericitesedett, zónás albittal szegélyezett plagioklászból áll, nagyrészt kloritosodott, opak zárványos biotitlapokkal, egy poikilites, erősen bontott titanitszemcsével (*II. tábla, 1. fotó*). A kőzet irányított szövete, ásványi összetétele és bontása egy gránittömzs felső köpenyére utal, amely Dél-Dunántúlon feltárásokban, kőbányákban és fúrásokban (BUDA et al. 2000), az Alföld aljzatában mélyfúrásokban megjelenik.

Dolomit. Öt különböző helyen talált, gömbölyded, érdes felületű, sárgás színű kődarabot a késő-triász korú dolomittal azonosítottunk. A kőzet 0,2–0,5 mm-es karbonátszemcsék mozaikjából áll, ritkán opak fészkekkel, aprószemcsés diffúz halmazokkal, a felület közelében hajszálrepedések mentén beszüremlett vörös agyagos kitöltéssel. Valószínű, hogy a kőzetanyag huzamos ideig állt a feltárást környező agyagos lejtőüledékben.

Eocén mészkő. Hét darab kemény, részben lekoptatott, részben szögletes, téglatest-, ill. rombuszalakú, sárgásbarna eocén mészkődarabot találtunk a vizsgált anyagban. Anyaga: mikropátitos, zavaros alapanyag, amelyben a következő bioklasztok találhatók: Lithothamnium alga-thallum (*II. tábla, 2. fotó*), részben vagy teljesen átkristályosodott foraminiferahéjak (*Biloculina, Triloculina, Quinqueloculina, Textularia,* nagyforaminifera-töredékek), tengeri uborka vázelemek, tengerisün tüskék, molluszkahéjak és ezen kívül algapeloidok és lencsés algabekérgeződések. A szöveti megjelenés alapján, tehát foraminiferás wackestone-típusú bioklasztos mészkőként írható le. Ritkán találunk benne korrodált kvarcszemcséket, vékony kalcitereket és limonitos beszüremléseket.

Oligocén homokkő. Szögletes, igen kemény, sárga és vörös, szabálytalan alakú darabokban jelenik meg, anyaga 2 mm-t is meghaladó, részben szögletes, részben koptatott kvarc és kvarcit, ritka muszkovitlapocskákkal, cirkonszemcsékkel. A szemcséket éles kvarctöredékből és kalcedonos-limonitos cementből álló mátrix fogja össze (*II. tábla, 3. fotó*), kevés, limonittal és agyagásvánnyal részben kitöltött, lencseszerű pórussal.

Lajtamészkő. A sírok körül talált, egymáshoz nagyon hasonló 39 mészkődarab alakja téglatest, lencse vagy ötszög, számos ék alakú töredékkel. Színe fehér, szürkésfehér, sárgás foltokkal, felülete sima vagy érdes. Anyaga finomszemcsés, tömör, igen aprószemcsés (mikrites) alapanyagban foraminifera, bryozoa és molluszkatöredékek, ritkán echinoidea lemezkék és algagumók láthatók, kevés üde kvarc- és plagioklász törmelékkel, bontott, karbonátosodott horzsakőszemcsékkel. A kőzetanyag valószínűleg badeni korú, amely egyazon helyről, egyazon rétegből származik.

A szarmata mészkődarabok litológiája

Amint a *III. táblázatban* látható, a vizsgált kőzetanyag uralkodó típusa a szarmata mészkő. A helyhez legközelebbi szarmata mészkő-előfordulás a Pusztazámor–Sóskút–Törökbálint vonulat. Jelenleg itt található szálban a szigetszentmiklósi temetőben talált kőzetanyaghoz hasonló szerlezetű és összetételű mészkő.

Az ásatások során megvizsgált mészkődarabok anyaga bioklasztos mészkő (mudstone, wackestone-packstone típusok), illetve kalkarenit és kalcilutit. A vizsgált 32 db csiszolatban az extraklasztok (kvarc, földpát, csillám, kőzettörmelék) részaránya 3% alatti és a finomszemcsés mészkő agyagásvány mennyisége is 5% körül volt (*I. táblázat*), tehát a kőzettípus meghatározásánál a (karbonátos) váz- és váztöredék, a bekérgezett szemcsék, az alapanyag és a pórusok viszonyát kellett figyelembe venni.

Karbonát anyagú vázak és váztöredékek. A mintákban, nagyságuktól függően vékonycsiszolatokban és kézi példányon, nagyítóval a következő bioklasztokat azonosítottuk: alga oogoniumok, foraminiferák (egész vagy töredezett, többségben gömbös vázak, pl. Rotalia és Elphidium-félék), féregcső-, bryozoa-, kagylóhéj- és csigaháztöredékek, részben diagenizálva, részben kioldva.

Bekérgezett szemcsék. A mészkő jelentős részét 0,3–1 mm-es, gömbölyű vagy ellipszis alakú, különálló, vagy egymáshoz tapadó, koncentrikus, mikronos méretű burkokkal, bioklasztokra vagy homokszemcsékre épülő ooidok képezik. Jelen vannak a szerkezet nélküli, de legtöbbször vékony oomikrit-burokba vont algapeloidok és kagylótöredékekre, bryozoákra tapadó, lencsés algabevonatok is.

Alapanyag. A vizsgált minták alapanyaga mikrites, esetenként mikropátitos, zavaros megjelenésű karbonát. Az 5–10 μm-es szemcsék mozaikjában kevés opak por, limonitfoltok és esetenként diffúz, lencseszerű, 0,05–0,2 mm-es agyagos betelepülések láthatók.

Pórusok. A vizsgált mészkődarabok pórusosak, a mudstone-típusban jelenlévő kerekded, apró, mikroszkópikus pórusoktól a több cm-es, sarlós vagy szabálytalan üregekig, amelyek a molluszkahéjak kioldása nyomán keletkeztek, főleg a lumasella típusú mészkőben.

A kőzetanyagban a diagenetikus folyamatok eredményeként helyenként szabad szemmel is látható 0,2–1,5 mm-es pátitos átkristályosodási gócok jelennek meg.

A fentieket figyelembe véve, az ásatási anyag fő mészkőtípusai a következők:

– Mudstone típus. Főleg mikrites–mikropátitos alapanyagból álló, max. 5%, javarészt egész foraminiferákat tartalmazó finomszemcsés, fehér vagy sárgás, pórusszegény, tömör mészkő, természetes felülete sima, törési felülete érdes, gyakran kagylós.

– Wackestone-packstone típus. A kőzetalkotó mennyiségben megjelenő bioklasztok és bekérgezett szemcsék mellett a mikrites–mikropátitos mátrix vagy mint alapanyag (wackestone, *II. tábla, 4. fotó*), vagy mint szemcseközi kitöltőanyag (packstone) jelenik meg. Mindkét esetben a kőzet durvaszemcsés, éles, szegletes bioklasztokkal vagy gömbölyded, gyakran sötétebb színű ooidokkal („ikrás mészkő"), természetes felülete rücskös, törése szabálytalan, változó mértékben porózus. Az uralkodó bioklasztok és bekérgezett szemcsék alapján a következő altípusokat azonosítottuk: foraminiferás–molluszkás, foraminiferás– ooidos, molluszkás–foraminiferás, molluszkás–ooidos, ooidos, ooidos–foraminiferás és ooidos–molluszkás wackestone, ill. packstone. A kőzetanyag 5%-a javarészt kagylóhéjakból és csigaházakból (főleg *Cerithium*-félékből) álló, gyengén kötött, nagypórusos lumasella.

A kőzetanyag 5%-ában (17 db) észlelhető homokos jelleg (makroszkóposan is észlelhető kvarcszemcsék).

A kőzetanyag eredete

Mivel az ásatások a Duna alluviális síkságán történtek, aránylag távol a szilárd kőzetek felszíni megjelenésétől, feltevődik a kérdés, honnan származott a sírok köré rakott, összességében több tonnányi kőzetanyag.

Az alaktani vizsgálatok eredményeként állítható, hogy a kőzet egy kis része a Duna hordalékából származik, a többit a jelenleg is látható feltárásokból, a feltárások közelében lévő (természetes úton felaprózódott) törmelékből vagy kis vízfolyások hordalékából válogatták ki. A kőzetanyag – főleg a nagyobb méretűek többsége – közvetlenül a (bánya jellegű) feltárásokból származik.

Nehéz megállapítani, hogyan került egy darab gránit a Csepel-sziget északi részében létesített temetőbe. A triász, paleogén és oligocén korú kőzetanyag a dél-budai régióból származik, ahol szálban jelen vannak ezek a képződmények (Fődolomit, Szépvölgyi Mészkő- és Hárshegyi Homokkő Formáció). A lajtamészkő-darabok származhatnak a Pusztazámor–Nagytétény zóna bármely feltárásából, a badeni emelet felső szintjéből, ahol a felszínen a legjelentősebb kibukkanások fordulnak elő.

Ami a szarmata mészkőpéldányokat illeti, a temetőhöz legközelebb a sóskúti feltárások fekszenek, ahol a római kortól, az Árpád-házi királyokon keresztül napjainkig folyik az építkezési célokra használt mészkő kitermelése (Kovács 1988). E területről számos kutatási jelentés készült (pl. Jugovics 1961).

A számos, ma már nagyrészt beépített területen fekvő kőfejtő mellett a Hamzsabégi-legelőn a hajdani Angol-bánya, jelenleg a Frühwald Építőipari Kft. bányaüzeme, a szarmata felső részét (tinnyei alemelet, Boda 1974) tárta fel. A bánya szelvényében és a kutatófúrásokban (Tregele et al. 1974) két fő szint jelenik meg: egy alsó, „agyagos" finomszemcsés, tömör, fehér, jól vágható, 0,5–2 m-es padokban kifejlődő mészkőösszlet (a „forcúg"), és egy felső, („produktív") rétegsor, amely 0,2–1 m vastag durvamészkő padokból áll, köztes, centiméteres, lumasellás és agyagos betelepüléssel. A feltárt rétegsor legfelső szintjét laza, molluszkában gazdag, ooidos–homokos mészkőréteg képezi.

A kutatófúrások magmintáin Kertész (1973) által végzett vizsgálatok kimutatták, hogy az alsó, finomszemcsés mészkőben ("forcúg") az agyagtartalom 5% alatt van, tehát nem minősíthető agyagos mészkőnek. Az általunk vizsgált 406. kőmintában is hasonló a nem karbonátos ásványok részaránya (I. táblázat). A felső durvamészkő-szintben, amely 16–22 m vastagságban jelenik meg, a szerző leírja mindazokat a kőzettípusokat és változatokat, amelyeket a szigetszentmiklósi anyagban találtunk. Ezért valószínűnek látszik, hogy a szarmata mészkő a jelenlegi Sóskút területéről származik.

A kőzetanyag begyűjtése, szállítása és feldolgozása

Amint már említettük, a sírok körüli kövek egy részét a természetes módon felaprózódott törmelékből gyűjtötték be. Vannak azonban arra utaló jelek, hogy a kőzet más részét feltárásokból fejtették ki: olyan nagyobb méretű (>20 cm) kőzetanyag, amelynek egy vagy több oldala természetesen lesimított, „feltárási" felület és rá merőlegesen, a (szintén természetes) repedések mentén ütés- és

éknyomok vannak. Minden bizonnyal létezett tehát bronzkori bányászati tevékenység.

A Duna és Sóskút közötti, légvonalban nem több mint 15 km távolság csak a jelenlegi gépesített korszakban tűnik csekélynek. A szemcseméret-vizsgálatból kitűnik, hogy kis számban ugyan, de jelen voltak 40 cm-es tömbök is, márpedig egy ilyen félmázsás tömb szállítására valószínűleg szekeret, szánt alkalmaztak. A távolabbról hozott kőzetanyag és a szarmata tömbök áthozatala a Dunán megfelelő alkalmatosság (tutaj vagy csónak) létezését feltételezik.

A lelet vizsgálata azt mutatja, hogy számos kőzetdarabon friss törésfelületek, ütés-, éknyomok, simítás és karcolások láthatók. Valószínű, hogy egyes kődarabokat megmunkáltak, megfelelő méretre és alakra formáztak. Méretük statisztikai kiértékeléséből is kitűnik (nagy mennyiségű, kis méretű kőtöredék és kis mennyiségű, nagy méretű tömbök lognormális eloszlásban) és ez azt is megmagyarázza, honnan ered az ásatások során megjelenő, nem kis mennyiségű, 1 cm alatti apró kőtöredék, kőszilánk.

29 darabon azonosítottunk hőhatást a kőzet megpörkölésétől a teljes kiégésig.

Összefoglalás és következtetések

A szigetszentmiklósi ásatások kőzetanyagáról a morfológiai vizsgálat alapján megállapítható, hogy nagyrészt az akkori feltárások körüli vagy kis vízfolyások által szállított törmelékből származik. Ugyanakkor feldarabolt, megmunkált kőtömbök is jelen vannak, amelyek egy részét valószínű, hogy bánya jellegű feltárásokból jövesztették.

A kőzetanyag ásvány-kőzettani vizsgálata azt mutatta, hogy a tömegesen megjelenő szarmata mészkövön kívül jelen vannak a Budai-hegységben szálban megjelenő triász, eocén és oligocén korú kőzettöredékek. A szarmata mészkő szerkezeti–szöveti és kőzettani sajátosságaik alapján azonosíthatók a Sóskút környékén jelenleg is művelt bányák anyagával, a kutatófúrásokban dokumentált bioklasztos mészkőtípusokkal.

A kis mennyiségű kvarckavics a Duna hordalékából, esetleg a szarmata rétegsor alsó részéből származhat.

Az 525 sírból 58 sír kőzetanyagának vizsgálata archaeológiai szempontból több érdekes kérdést vet fel. Igen fontos megfigyelés, hogy azoknál a síroknál, ahol valószínűsíthetjük, hogy a kőzetanyag jó része eredeti helyzetében maradt meg, úgy tűnik, hogy a több apróbb kőtörmelék között mindenképpen szükség volt minimum egy nagyobb kőtömbre. Azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni azt a tényt, hogy az idők folyamán a természetes és emberi beavatkozások miatt a nagyobb kőzetdarabok felaprózódhattak. Mindezek figyelembevételével feltételezhető, hogy ezeket a köveket elsősorban a sírok jelzésére használták, tehát kultikus jelentéssel bírhattak. Továbbá ebből az is következtethető, hogy az akkori terepfelszín min. 20–30 cm-re volt a jelenlegi felszín alatt (KALMÁR et al. 2004), tehát a bronzkorban legalább a sírokat fedő kőpakolás látható volt. Két sír esetében nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a teljes kőmennyiséget (25–30 kg/sír) sikerült begyűjteni. Ezeknél a síroknál megfigyelhető a sírmellékletek különlegessége (égésnyomok a köveken, budai dolomit, sertés álkapocs) és az urnák nagy mérete.

További számottevő kőmennyiséggel rendelkező síroknál (5–12 kg), szintén megfigyelhető volt az urnák nagy mérete, a mellékletek és kőzetanyag változatossága, több esetben a mészkőtörmeléken kívül mellékletként megjelenő nagyszámú kvarckavics.

Az arányában kis mennyiségű kőzetanyag tanulmányozása is rávilágít arra, hogy a kő mint anyag és tárgy jelentős szerepet töltött be a temetési szertartásban. Ezt támasztja alá az a tény is, hogy még a Dunán is érdemes volt érte átkelni, sőt a távolabbi területekről, pl. a Budai-hegységből is hoztak ide kőzetanyagot. A kőzetanyag kinyerése, összegyűjtése, szállítása, megmunkálása és a sírba való elhelyezése olyan sokoldalú tevékenységet feltételez, amely jól szervezett közösség meglétére utal.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki dr. SIMON Lászlónak (Pest Megyei Múzeumok Igazgatósága) a kutatás szakmai és anyagi támogatásáért, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet Környezetföldtani Főosztály munkatársainak, személy szerint dr. KUTI Lászlónak és dr. SZENTPÉTERI Ildikónak, akik lehetővé tették a vizsgálatok szakszerű elvégzését és lektorálták a tanulmány szövegét. Ugyancsak köszönet illeti meg SZILÁGYI Veronikát és SZAKMÁNY Györgyöt az anyag lektori véleményezéséért.

Irodalom – References

BODA J. 1974: A magyarországi szarmata rétegtana. – *Földtani Közlöny* **106/2**, 249–260.

ÉRDY J. 1861: Kelenföldi pogány sírok. – *Archeológiai Közlöny* **2**, 29–45.

BUDA Gy., PUSKÁS Z., GÁL-SOLYMOS K., KLOTZLI, U., COUSENS, L.B. 2000: Üveghutai mélyfúrások kristályos kőzeteinek ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése (Mórágyi-rög). – *MÁFI Évi Jelentése az* **1999**. *évről* 246. és 247. p.

JÁMBOR Á. & BÉRCZI I. 1991: Durvatörmelékes kőzetek.– In: BALOGH K. Szedimentológia. II. 82–83.

JUGOVICS L. 1961: Sóskúti mészkőterület kőzetanyagának minőségi vizsgálata, bányászata és gyakorlati felhasználása. – OFGA, 1–47.

KALMÁR J. 2002: Jelentés a szigetszentmiklósi ásatások alkalmával feltárt kőzetanyag földtani módszerekkel történt vizsgálatáról. – Matrica Múzeum, Százhalombatta, 200 p.

KALMÁR J., PETRESCU, J. & VICZE M. 2004: Bronzkori Duna-ág a Csepel-szigeten. – *Hidrológiai Közlöny* **1**, 46–50.

KERTÉSZ P. 1973: A sóskúti durvamészkő műszaki vizsgálata. – OFGA, 1–56.

KOVÁCS S. 1988: A Dunántúli-középhegység ÉK-i részének rövid földtani áttekintése és a képződmények egyes felszíni feltárásainak ismertetése. Nagy-Hárshegy, 110–113, Sóskút 114–121. – MÁFI Adattár.

MOLNÁR P. & VERMES J. 1989: Kavicsformák és koptatottság. – *MÁFI Évi Jel. az* **1987**. *évről*. 323–340.

POROSZLAI I. 1990: Vatyai urnatemető Százhalombattán. – *Archeológiai Évkönyv* **117**, 203–214.

REMÉNYI L. 2002: A Vatya kultúra Budatétény–Növény utcai temetője. – *Budapest Régiségei* **35**, 77–102.

SARAPOV, I. P. 1965: Primenenie matematiceskoi statistici v Geologii. – *Nedra* 125–135.

TREGELE K., GYOVAI L., SOMMSICH L.-né, 1974: A sóskúti mészkő részletes kutatásának összefoglaló földtani jelentése. – OFKFV; OFGA, 1–63.

VICZE M. 2001: Dunaújváros–Duna–dűlő. The Bronze Age urn cemetery of Dunaújváros– Koszider-padlás. – PhD disszertáció, 325 p.

ZINGG, Th. 1935: Betreige zur Schotter analyse. – *Schweitzer Min.–Petr. Mitteilung*. **15**, 39–140. Zürich

Kézirat beérkezett: 2005. 11. 05.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Az ürge-hegyi ásatási terület látképe – *The view of the excavation field of Ürge-hegy*
2. Egy urnasír szerkezete. K, kőpakolás – *The structure of a sepulchral urn tomb. K, stone cover*
3. Egy (összenyomódott) urna, a kőpakolás (K) maradványaival – *Remnants of stone packing (K) on the top of a (compressed) sepulchral urn*

II. tábla – Plate II

1. Biotitos gránit: a kép közepén egy sajátalakú titanitszemcse. + nikolok. A kép hossza 4 mm
Biotitic granite: in center of the micrograph, an euhedral titanite grain. + nichols. The long side of the micrograph measures 4 mm
2. Eocén wackestone típusú mészkő, egy Lithothamnium alga-thallummal; valószínüleg Szépvölgyi Mészkő Formáció. + nikolok, A kép hossza 4 mm
Eocene wackestone-type limestone, with a Lithothamnium algal thallum. Presummed origin: Szépvölgy Limestone Formation. + nichols, The long side of the micrograph measures 4 mm
3. Kovás-limonitos kötőanyagú durvaszemcsés kvarchomokkő (Hárshegyi F.). + nikolok, A kép hossza 4 mm
Coarse-grained, quartzose sandstone with silica and limonite matrix (from Hárshegy Formation) + nichols. The long side of the micrograph measures 4 mm
4. Finomszemcsés, mudstone típusú foraminiferás mészkő, neomorf, pátos kalcit póruskitöltéssel, hasonló a Sóskúton kitermelt "forcúg" szarmata mészkőhöz. + nikolok, A kép hossza 4 mm
Fine grained, mudstone-type limestone with forams and neomorphous sparry void filling calcite. The sample is similar to the "forcúg"-named Sarmatian limestone, which is exploited in the Sóskút quarry. + nichols, The long side of the micrograph measures 4 mm

I tábla – Plate I



1



2

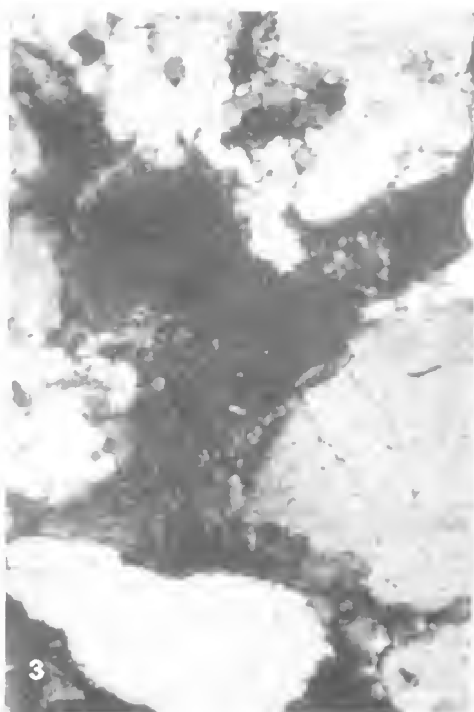
3

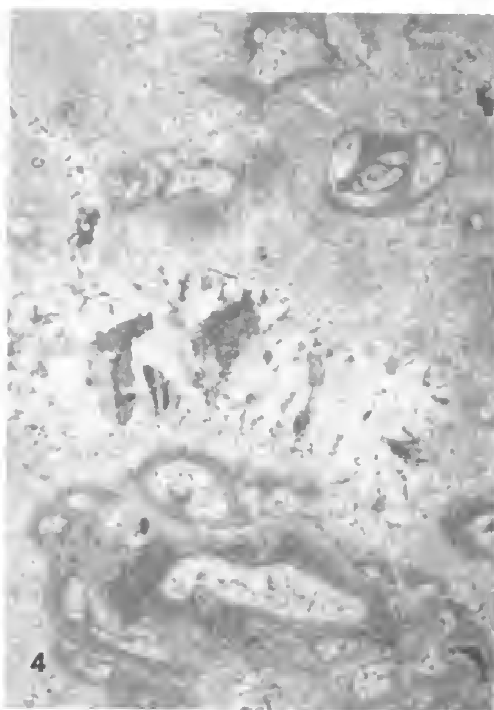


II tábla – Plate II









Földtani Közlöny 136/1, 121–138. (2006) Budapest

Új, kombinált módszerek a Közép-Tisza jelenkori mederképződményeinek jellemzésére

Sedimentation and erosion in the recent channel of the Tisza: integrated study methods

NAGY Ágnes Tímea[1] – TÓTH Tamás[2] – SZTANÓ Orsolya[1]

(12 ábra)

Tárgyszavak: Tisza, holocén, ultra nagy felbontású szeizmikus mérések, mederkeresztszelvény, folyóvízi, folyószabályozás

Keywords:Tisza, Holocene, ultra-high resolution seismic, channel cross-section, fluvial, river regulation

Abstract

The aim of the study was to characterize the recent sedimentation on the middle part of the Tisza River by using new, combined methods and datasets. The ultra-high resolution shallow water seismic profiles acquired along the Tisza between Martfű and Kisköre provide the database for the geological interpretation. Two horizons – the recent river floor and the base of the unconsolidated sediments – were depicted and digitalized along more than 100 kms segment of the Tisza in order to show the occurrence and to quantify the morphology of the unconsolidated sediment.

The seismic profiles demonstrate that a great amount of unconsolidated sediment is present on the riverbed. These are arranged partly in sandy dunes with variable size and form on the floor, the flat riverbed is covered by less – most likely fine-grained sediment. Along the half of the track of the seismic sections there is no deposition. Otherwise the sediment is mostly distributed evenly in an average thickness of 1–2 m, forming mainly positive morphological forms on the bed.

The thickness of the unconsolidated sediment was printed on detailed digital maps. Most of the positive morphological elements were interpreted as underwater parts of recent pointbars. The lateral shifting of the channels was strongly influenced by the hydro-dynamical changes induced by the regulation-cut-offs: in general the sinuosity increased on segments affected by regulations. The form and size of the channel-cross sections are also changed significantly, particularly during the first 40–60 years following the regulation works. Majority of the channel-cross-sections showed deepening and narrowing.

Összefoglalás

Munkánk célja a Tisza-meder jelenkori üledékképződése egyes vonásainak bemutatása volt új vizsgálati módszerek felhasználásával. Ebben az első lépés a Tisza Martfű és Kisköre közti szakaszán mért ultra nagy felbontású, egycsatornás, vízi szeizmikus szelvények földtani értelmezése volt. A konszolidálatlan üledék elhelyezkedésének, mennyiségi és morfológiai viszonyainak vizsgálatához két horizontot (a mederfeneket és a konszolidálatlan üledék alját) követtük végig a Közép-Tisza több mint 100 km-nyi szakaszán. A szeizmikus szelvények szerint a területen jelenlévő nagy mennyiségű üledék nagyrészt homok anyagú dűnékbe rendeződik a mederfenéken. A párhuzamos rétegzettségű fekü feletti egyenes mederfenéken lényegesen kevesebb az üledék. A horizontok felhasználásával készült hosszszelvény értelmezése során bebizonyosodott, hogy a mérési nyomvonal felén nincs üledéklerakódás, valamint az, hogy az üledék nagyjából egyenletesen oszlik el a területen 1–2 m átlagvastagságban, és főként pozitív formákban jelentkezik. A számolt vastagságadatok koordinátahelyes ábrázolása digitális térképeken a konszolidálatlan üledék elhelyezkedésére derített fényt. Nyilvánvalóvá vált a recens

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történeti Földtani Tanszék, H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

[2]Geomega Kft., H–1095 Budapest, Mester u. 4. I/2.

övzátonyépülés jelentős mértéke, valamint a kanyargósság növekedése, és a kettő összefüggése. A Kötivizig mederkeresztszelvényeinek zöme a meder kimélyülését mutatta. Számos esetben alátámasztotta az élő övzátony oldalirányú gyarapodását is. A keresztszelvények rámutattak arra, hogy nagymértékű változások a szabályozást követő 40-60 évben következtek be.

Bevezetés

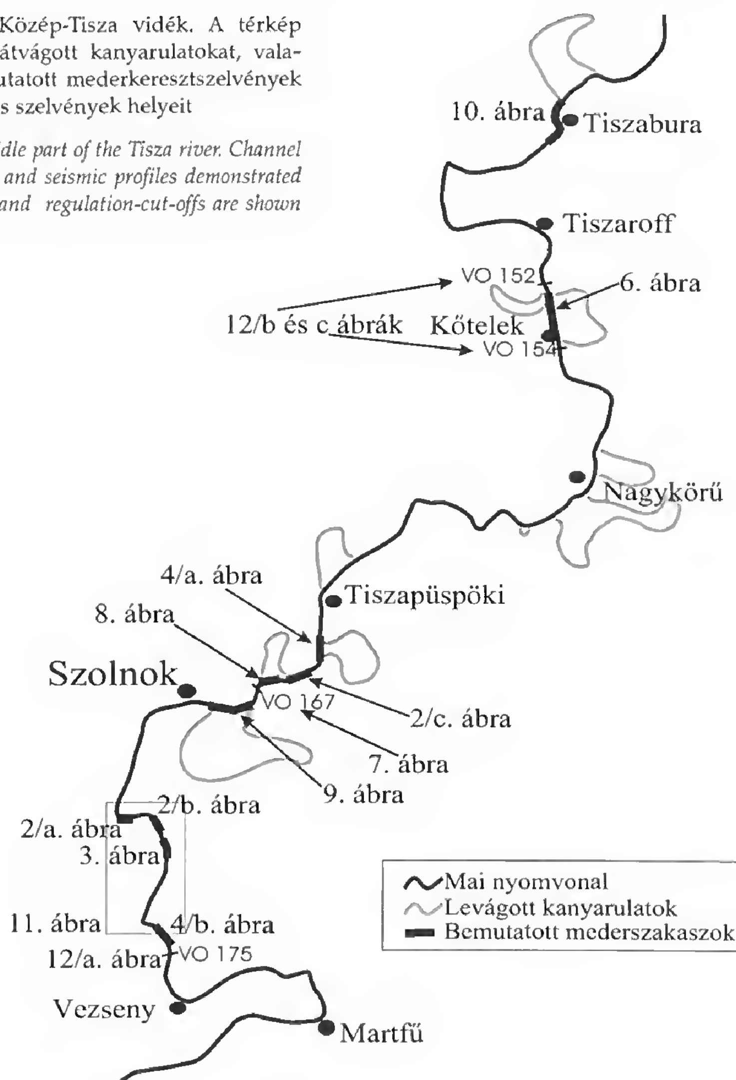
Az ezredforduló katasztrofális árvizei ismét a Tiszára irányították a figyelmet. Ennek nyomán számos munka jelent meg a hullámtér változásával és feltöltődésével kapcsolatban (NAGY et al. 2001; SCHWEITZER 2001; GÁBRIS et al. 2002). A szabályozást követő időszak folyómeder-változásait leíró tanulmányok és ellenőrző mérésekről szóló beszámolók (CHOLNOKY 1907; FEKETE 1911; FÉLEGYHÁZI 1929; SÜMEGHY 1947) és az összefoglaló jellegű művek (LÁSZLÓFFY 1982; MIKE 1991) során a mederben végbemenő üledékképződésről és annak változásairól – érthető technikai okokból – sem a korai, sem a mostani kutatásokban nem találkozunk.

A Tiszán mért egycsatornás sekélyszeizmikus szelvényezés eredeti célja a felszínközeli üledékes és tektonikai szerkezetek feltérképezése volt, melyek a Tisza negyedidőszaki fejlődéstörténetének jobb megismeréséhez járultak hozzá (TÓTH et al. 1997; MIHÁLFFY 2001; SZTANÓ et al. 2002, 2003; TÓTH 2003). A szelvények azonban lehetőséget adnak a mederfenék és a recens üledék tanulmányozására is. A szabályozás során létrehozott mederszakaszokon közvetlenül vizsgálható az azóta lerakott üledék, vagy éppen az erodált felszín. A vizsgálatainkba bevontuk a Kötivizig által rendelkezésünkre bocsátott Tisza nyilvántartási szelvényeinek mérési adatait is 1890-től napjainkig. Mindezen adatokat különböző tematikájú térképekkel összevetve térinformatikai rendszerbe helyeztük. E cikk célja az említett módszerek alkalmazhatóságának, valamint különböző eredményeinek bemutatása. A tiszai üledékképződés fejlődésére vonatkozó eredményeket egy korábbi tanulmányban (NAGY et al. 2005) mutattuk be.

Vizsgált terület

A vizsgálatokat a Közép-Tisza Kiskörétől Martfűig terjedő 102 km-es szakaszán végeztük el (*1. ábra*). A folyó medrének alakításában a szabályozások kezdetéig a természetes folyamatok játszottak szerepet: tektonikus mozgások, éghajlati hatások, szállított üledék mennyiségének és minőségének változásai. A 19. század második felétől azonban mindezek mellett az emberi tevékenység vált meghatározóvá: a kanyarulatok átmetszése, valamint a töltésépítés megváltoztatta a folyó esését, sebességét, áramlási rendszerét és hordalékszállítási viszonyait. Vásárhelyi terve nyomán a vizsgált területen 1846–1866 között elkészült az összes kanyarátvágás (IHRIG 1973), viszont áttörő eredményeket csak az 1890-es években értek el a KVASSAY irányítása alatt lezajló egységes szabályozással: kotrásokkal és párhuzamos töltésezéssel (KÁROLYI & NEMES 1975).

A Tisza esése a területen az átvágások ellenére is igen kicsi, mindössze 3,7 cm/km, így a folyó meanderező jellegű. A vizsgált szakaszon egyetlen jelentős mellékfolyója, a Zagyva nem szállít be jelentős hordalékot.



1. *ábra.* A Közép-Tisza vidék. A térkép mutatja az átvágott kanyarulatokat, valamint a bemutatott mederkeresztszelvények és szeizmikus szelvények helyeit

Fig.1 The middle part of the Tisza river. Channel cross-sections and seismic profiles demonstrated in this paper and regulation-cut-offs are shown on the map

Vizsgálati módszerek

Az ELTE Geofizika Tanszéke és a Geomega Kft. több mint 200 km-nyi egycsatornás sekély szeizmikus szelvényezést végzett a Tisza Martfű és Tiszadob közötti szakaszán IKB-Seistec™ rendszerrel (forrás: Boomer detektálás: 6 hidrofon egy fókuszáló kúpban) (TÓTH 2003). A vízi reflexiós szeizmikus mérések esetében mind a gerjesztés, mind pedig az észlelés víz alatt történik. A vízben a rugalmas hullámok minimális energiaveszteséggel terjednek, így a mérések nagy előnye, hogy már a közvetlen mederfenékről és az alatta elhelyezkedő üledékekről is részletes képet kapunk. A felvételezés gyors, egyszerű és relatíve olcsó kivitelezhetősége sem elhanyagolható szempont. Az ultra nagy felbontású egycsatornás szeizmikus mérések

során a szeizmikus forrás hasznos frekvenciája a 1–10 kHz tartományba esik, így a mérések vertikális felbontása 0,1 m, a horizontális 0,5 m (TÓTH et al. 1997).

A mérés folyamán nyert szeizmikus szelvények lövéspontjaihoz MIHÁLFFY (2001) rendelt koordinátákat és archiválta. A ProMAX rendszerben végzett szeizmikus feldolgozási műveletei (szűrések, amplitúdó visszaállítás, NMO korrekció, dekonvolúció) javították a szelvények értelmezhetőségét.

A szelvényeken jól elkülöníthetők az idősebb, konszolidált – felső-pleisztocén ártéri és medenceüledékek a fiatal – immár a Tisza által lerakott – konszolidálatlan üledékektől (SZTANÓ et al. 2002, 2003). A laza üledék vastagsága számítható: a felületek két utas futási időben (twt) megadott mélysége és a hullámok konszolidálatlan üledékben való terjedési sebességének (1600 m/s) szorzatából.

A kinyert EOV koordinátahelyes adatokból hossz-szelvény szerkeszthető a mérés nyomvonalán, amelynek segítségével a konszolidálatlan üledék morfológiai viszonyaira világíthatunk rá.

Az üledék eloszlásának okait keresve – az alábbiakban felsorolt – különböző tematikájú térképekkel vetettük össze a szeizmikus szelvények feldolgozásából megkapott recens üledékvastagság-adatokat:

– 1:10 000-es méretarányú digitális Tisza-térkép (Kötivizig): a mérés nyomvonalának, valamint az üledék vastagságának a térképen történt feltüntetése lehetővé tette a meanderező folyómeder alaki sajátságaiból adódó üledéklerakódás és erózió könnyű azonosítását.

– 1:10 000-es méretarányú digitális Tisza-térkép (Kötivizig) a szabályozás előtti (1840–1843) és több köztes időpontbeli (1890, 1929, 1957) nyomvonalakkal: az üledékképződés folyószabályozással való kapcsolatait világította meg.

– Szintvonalas mederfenék-térkép (Kötivizig 2000): a vastagságadatokkal együtt értelmezve az üledéklerakódás morfológiai sajátságait ismerhettük meg.

– 1790-es LIETZNER–SÁNDOR-féle, valamint az 1845-ös LÁNYI-térkép (SUGÁR 1989): a szabályozás előtti viszonyokat, valamint olyan ősi lefűződések helyeit is megmutatja, melyek a mai térképeken már nincsenek jelezve.

Természetesen, a szeizmikus szelvényekből nyert és térképen ábrázolt üledékvastagság-adatok időben csak egy pillanatnyi képet tükröznek. A kanyarok, illetve a meder fejlődésére, feltöltődésére, illetve eróziójára a mederkeresztszelvények idősorai nyújtanak információt. Az adatok öt különböző időpontban (1890, 1929, 1957, 1976 és 2000) mutatják a meder helyzetét.

Szeizmikus szelvények

A szeizmikus szelvényeken a mederfenék három tipikus megjelenési formája látható: a dűnékkel (nagy és kis hullámhosszú, hegyes stb.) borított változat, a sík, viszonylag egyenes felszín és a mély eróziós „gödrök" – avagy kottyanók (2. *ábra*). A mederfenék átlagosan 9 m mélységben jelentkezett a méréskori vízszinthez képest, ami az akkori vízállásokat figyelembe véve 74–75 mBf. A meder mélysége a legsekélyebb részen 6,4 m, míg a legmélyebb részek – a folyó egyes kanyarulataiban megjelenő eróziós mélyedések – mélységük 15–25 m (az átlagmélység 1,5– 2,5-szerese) között változik (*2/a. ábra*). Megjelenésük változatos: széles-sekély, mély-keskeny, szimmetrikus, illetve aszimmetrikus.

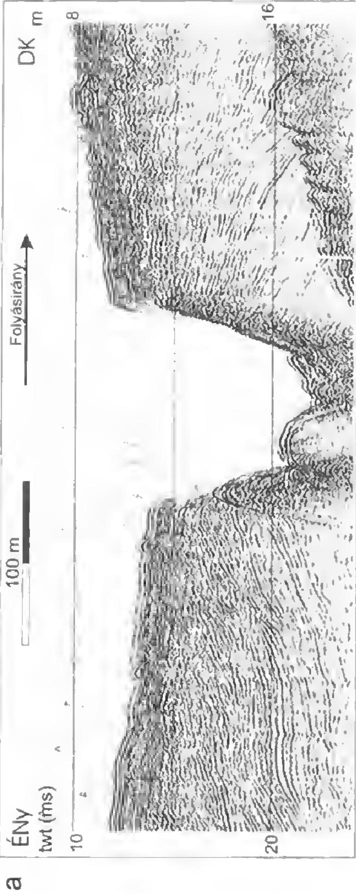
A szelvények körülbelül egyharmadán a mederfenék sík, egymással párhuzamos egyenes reflexiókkal jellemezhető. Két megjelenési formája különíthető el jól. Az első esetben a ferde reflexiókkal jellemzett idős övzátony üledéksorra (cf. Sztanó et al. 2002) folyamatosan települ a síkrétegzett idős ártéri, feltételezhetőleg agyagos üledék (*2/b. ábra*). A két rétegcsoport között nem látható éles eróziós felület, amely az ismert meanderfejlődési modellek (cf. Allen 1965) tükrében érthető. Az ősi ártéri rétegek felett általában nincs recens üledéklerakódás, vagy csak kis kezdeti homokdűnéket hajt felettük a víz. Tehát az első típusban az idős ártéri pélitek adják a recens mederfeneket.

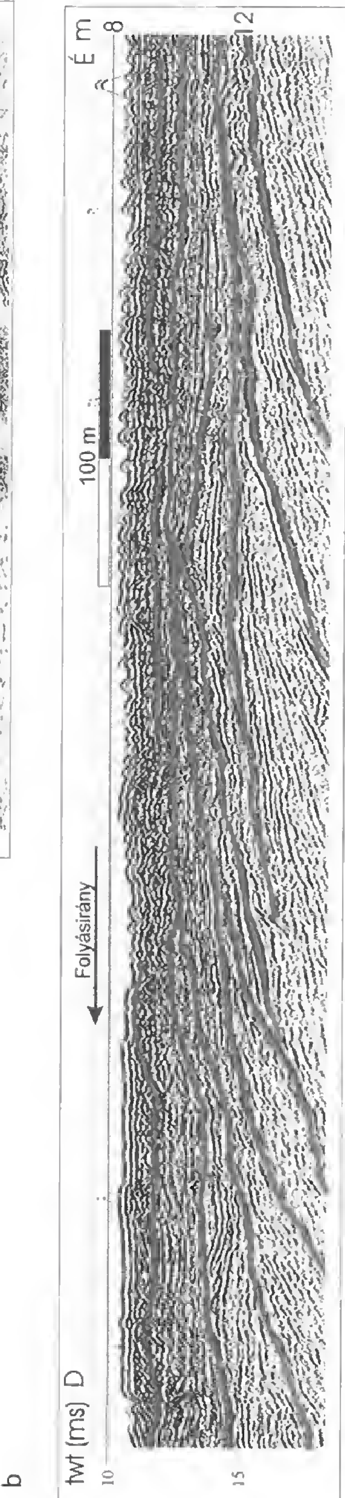
A második esetben a mederfeneket egy nagyon erős reflexió jellemzi, ami alatt fokozatosan gyengülő, de vele teljesen párhuzamos reflexiók jelentkeznek, melyek esetenként gyengébb, ferde reflexiókat metszenek. Ezek a párhuzamos felületek egy kemény, nagy impedancia-kontraszttal jellemzett képződmény álreflexióiként értelmezhetők. Ilyen esetekben a közvetlenül alatta lévő rétegekről nem nyerhető információ, az viszont biztosan megállapítható, hogy recens, konszolidálatlan üledék nem lehet alatta, hiszen már ez a felület is kemény, konszolidált.

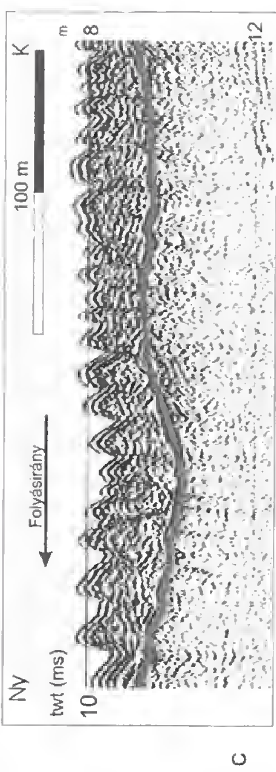
A konszolidálatlan üledék megjelenése általában a dűnékkel borított, azaz homok anyagú mederfenékhez köthető (*2/c. ábra*). A dűnék mérete, alakja – legalábbis szeizmikus leképződésük alapján – rendkívül változatos. Méret alapján két típus jelenik meg gyakrabban: a dűnék mérete mélyebb vízben valamivel nagyobb (hullámhossz=25–26 m és magasság=0,9–1 m), míg sekélyebben kisebb (hullámhossz=14–15 m és magasság=0,5–0,6 m). A gyakori „gömbölyded" hátú dűnék mellett magas, hegyes és „zászlós" formákkal is találkozunk. [Ezen összehasonlítások a szeizmikus képekre értendők, melyek többszörösen (kb. 40-szeresen) túlmagasítottak, de azért az eredeti morfológia különböző jellegeire áttételesen utalnak.] A formák és méretek közti különbség elsősorban az építéshez rendelkezésre álló anyag mennyiségétől és az áramló közeg vastagságától, azaz a folyó mélységétől függ (Allen 1984).

A finom, iszapos üledék felszíne majdnem teljesen sík. Ha ilyen felületre homokot sodor az áramlás, ott a dűneképződés kezdeti szakasza és folyamata is végigkövethető a szelvényeken: a sík felszínen kezdetben csak egy-egy homokdűne jelenik meg, majd egyre több. Ott pedig, ahol sok homok áll rendelkezésre, kialakul az összefüggő dűnesor (*3. ábra*).

A konszolidált és laza üledék közötti határ nem mindig éles, viszont a szabályozással készített új mederszakaszokon szinte mindig határozottan kirajzolódik (*4/a. ábra*). A határ az a legfelső eróziós felület, amely felett az üledék szerkezet nélküli, vagy csak foszlányokban látható a szerkezet. Ha van szerkezet, az leginkább vízszinteshez közeli rétegzést mutat (*4/b. ábra*). Helyenként az üledék mélyedéseket tölt ki, máshol dombok épülnek belőle. Gyakori jelenség, hogy a konszolidálatlan üledék korábbi övzátony rétegsor felett nagyobb vastagságban jelenik meg, ellenben az idős, ártéri üledék felett sokkal vékonyabb vagy hiányzik.

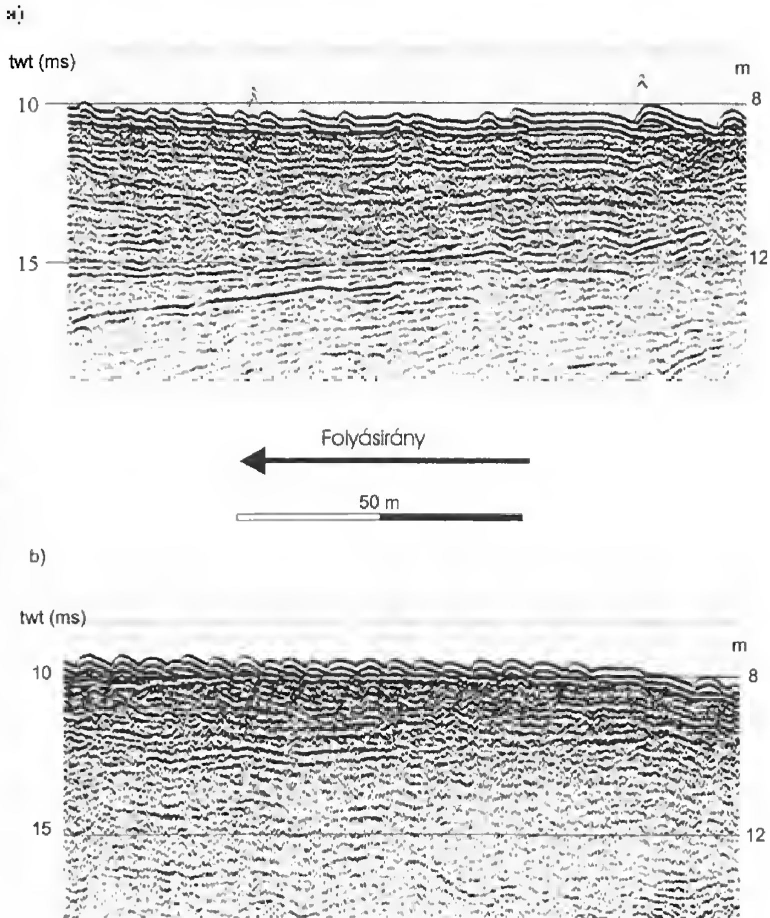

a
ÉNy
twt (ms)
DK
m
Folyásirány
100 m
10
20
8
16


b
twt (ms)
D
É
m
Folyásirány
100 m
10
15
8
12


c
Ny
twt (ms)
K
m
Folyásirány
100 m
10
8
12

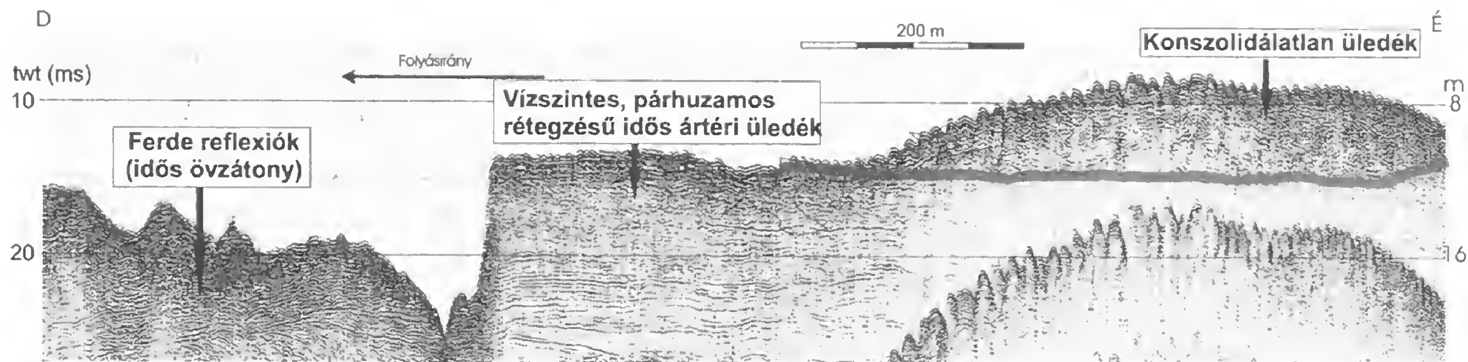
← 2. *ábra.* A recens mederfenék morfológiája. a) A tószegi kanyar kottyanója éles árokként jelentkezik. A hegyesszögű kanyarban a fekü látszólag kétfelé dőlő ferde reflexiói ugyanarról a kb. ÉK-re dőlő testről (idős övzátonyról) származnak. b) A mederfeneket párhuzamos vízszintes reflexiók jellemzik a szelvény déli végén, mely pélites mederfeneket valószínűsít. A szelvény északi oldalán a mederfenéken vándorló kis homokdűnéket látunk. c) Az eróziós felszín felett elhelyezkedő laza, homok szemcseméretű üledék az áramló közeg hatására dűnékbe rendeződött. A dűnék aszimmetrikus alakjából kiolvasható a Tisza folyásiránya

Fig. 2 Morphology of the recent river floor. a) The pool of the bend of Tószeg occures as a deep hole. The two reflexions of the underlayer seemed to dip two different directions in the acute-angled bend are derived from the one, old pointbar dipping to north-east. b) The river floor is descripted as horizontal, parallel reflexions at the southern end of the profile. The series of inclined reflexions dipping to south below them continue to these horizontal reflexions. It can be interpreted as the upper part of an older pointbar and the overlaid floodplain deposits. Small sandy dunes moving on the river floor can be seen at the northern part of the profile, while at the southern part the plain surface is supposed as a fine grained river floor. c) The unconsolidated, sandy deposit abowe the erosional surface was arranged into dunes by the flow. The flow-direction of the Tisza can be deduced from the asimmetrical form of the dunes. It could be observed that the size of the dunes in deep water a bit greater (wawe-length=25–26 m and height= 0.9–1 m) than in shallow water (wawe-length=14–15 m and height= 0.5–0.6 m)

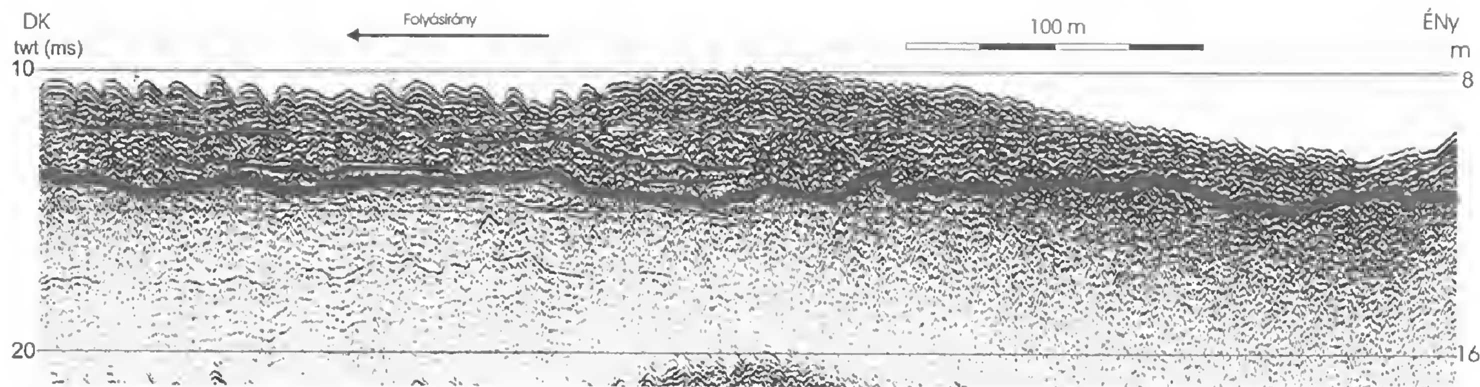


3. *ábra.* A dűneképződés szakaszai: a) Az egyenes (valószínűleg nem homok anyagú) mederfenéken először csak elszórva jelenik meg egy-egy kezdetleges homokdűne. b) Ahol már kellő mennyiségű homok áll rendelkezésre, ott kialakul az összefüggő dűnesor

Fig 3 The periods of dune-formation: a) At first time only some aborted dunes appear sporadically on the plain river floor. b) The continious row of the dunes can form where enough sand is accessible



4/a. ábra:



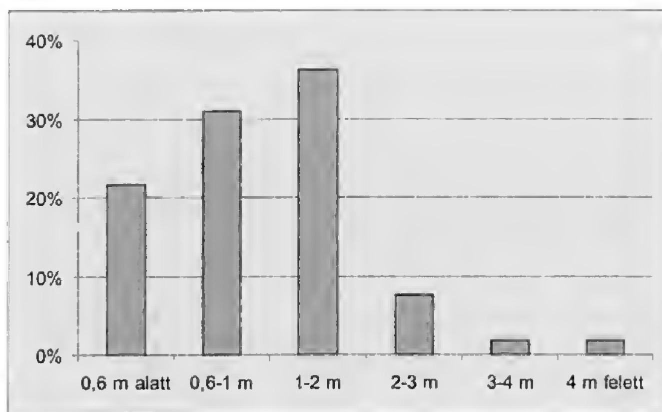
4/b. ábra:

←4. *ábra.* a) A szajoli levágás során kialakított új mederszakaszon a mederfenék hosszan, nagyjából vízszintesen fut az alatta települő idős, feltehetőleg agyagos ártéri üledékek által meghatározott térszínen. A szelvény déli végén kb. 6 m-rel mélyebbre vágódik a Tisza medre, a ferde reflexiók arra engednek következtetni, hogy itt a mederfenék feküje homokos. Ez szép példája annak, hogy a szabályozás után a vezérárokból anyamederré alakulás során a víz árja elmosta a könnyebben erodálható üledékanyagot, majd a pélites rétegeket elérve az erózió ezen a síkon fut végig. b) A szelvény DK-i oldalán a laza és a konszolidált üledék közt erős, nagy amplitúdójú reflexió húzódik, mely az ÉNy-i részen már nehezen követhető

Fig 4 a) The new river floor formed by the regulation near Szajol runs longly, nearly horizontally on a plain surface, which consists of older, supposable silty floodplain deposits. On the southern end of the profile the river incised 6 m deeper. Sandy underlayer can be deduced here from the inclined reflexions. It is a nice example of the fact that the water eroded the sandy (easier to erode) deposit and the erosion – reaching the silty layers – went forward on this surface. On the northern end of the profile more than 4 m thick unconsolidated deposit can be seen in the new channel. b) The high amplitude reflexion between the consolidated and unconsolidated deposit at the south-east part of the profile can be followed hardly at the north-west part of it. The light deposit shows only weak architecture as nearly horizontal reflexion

Vastagságok eloszlása

A vizsgált folyószakasz 45%-án nincs recens üledéklerakódás. A fennmaradt 55%-on a vastagságok gyakorisági eloszlását az alábbi diagram szemlélteti (5. *ábra*). A mérés nyomvonalán a maximális vastagság 5,3 m (a nagykörűi alsó átvágásnál). Az üledék az esetek 90%-ban 2 m-nél kisebb vastagságban rakódik le. Az átlagos vastagság 1–2 m közötti, de itt is dominálnak a kisebb értékek. Ez az eloszlás azt mutatja, hogy a folyó nagyjából egyenletesen osztja el a fenéken az üledéket. A kiugró nagy vastagságok ritkák.



5. *ábra.* A konszolidálatlan üledék vastagságának megoszlása: az üledék csaknem 90%-a kis vastagságban halmozódik fel, leggyakoribb az 1–2 m közti lerakódás

Fig. 5 Distribution of the unconsoliated deposit: 90% of it accumulate in weak thikness, the average thickness is between 1 and 2 m

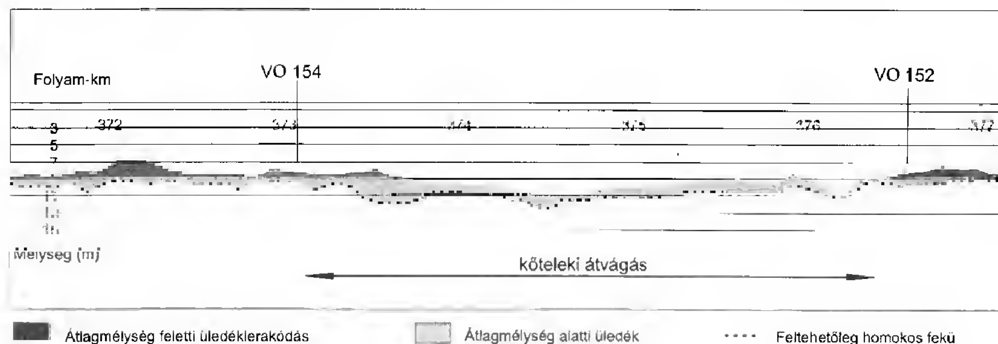
Hossz-szelvény

Mint ahogy a szeizmikus szelvények, a hossz-szelvény is túlmagasított (2-szeresen), hogy a jelenségek láthatóbbak és könnyebben értelmezhetőek legyenek. A Szolnok alatti – átvágásokkal nem érintett szakaszon – az üledék az átlagmély-

ségnél (9 m) mélyebb „gödrökben", azaz negatív medermorfológiai formákban helyezkedik el. Míg az erősen szabályozott, Szolnok feletti szakaszon inkább „dombokban" (pozitív formákban), az átlagos mederaljzat mélysége felett halmozódik össze. Ez a felsőbb szakasz üledékbőségét jelzi, míg az alsóbb szakaszon a kevesebb hordalékot a Tisza csak a mélyedések feltöltésére használja. Az üledékbőség oka a kanyarlevágásokban keresendő: a kanyarulatok levágása után a vezérárok anyamederré alakulását a Tisza természetes eróziójára bízták. A folyó maga mélyítette ki medrét, közben rengeteg anyagot erodálva és tovaszállítva. A megnövelt esés azonban nem volt elég ahhoz, hogy ezt a hordalékanyagot messzire szállítsa a folyó, így azok az átvágások után többnyire a kanyarok élő övzátonyaiban, ritkán a meder alján feltöltődésként jelentkeznek. A nagyobb „dombok" szinte kivétel nélkül az élő övzátony hosszmetszetét jelzik. Természetesen az övzátonyok Szolnok alatt is „dombokként" jelennek meg.

A meder mélysége és a mederfekü feltételezhető litológiája közt összefüggés mutatkozik: a mederfenék hossz-szelvényének nagy részén a vízsszintes reflexiókat okozó, átlagosan 9 m mélyen jelentkező idős ártéri agyagokon fut, így feltételezhető, hogy e mélységben volt egy, a Tiszát megelőző nagyobb folyó (cf. GÁBRIS 2002) ártere. A homokos aljzat mélysége ennél sokkal nagyobb szórást mutat, és nemcsak kimélyüléssel találkozunk, amit egyszerű lenne magyarázni a könnyebben erodálhatósággal.

A kanyarulatok átvágásával létrejött új mederszakaszok gyakran elkülöníthetők a hossz-szelvény alapján. Például a kőtelki átvágás esetében az új nyomvonal könnyen erodálható homokon (ferde reflexiókkal jellemzett övzátony üledéken) fut, ahol az esést nyert folyó mélyebbre vág, mint a korábbi meder, majd azt vissza is töltötte (*6. ábra*). A szajoli új mederszakasz jellegzetessége a vezérárok mélyülésével kialakult majdnem teljesen sík mederaljzat, ami agyagos, idős ártéri üledéken fut végig (*4/a ábra*). Erre a későbbiekben vastag üledék rakódott. Arra is rámutat a szelvény, hogy a tiszapüspöki átvágás azért vált olyan nehezen anyamederré, mert a környezetéből kiemelkedő, idősebb pélites üledéken fut végig a meder.



6. ábra A kőteleki átvágás hosszmetszete. A szelvény mutatja, hogy az új nyomvonalon a folyó mélyebbre erodált az idős övzátony homokjába, mint az eredeti medre; majd ezt aztán kissé feltöltötte, de a meder még mindig mélyebb az átlagosnál. Az ábrán láthatók a bemutatott VO szelvények helyei is

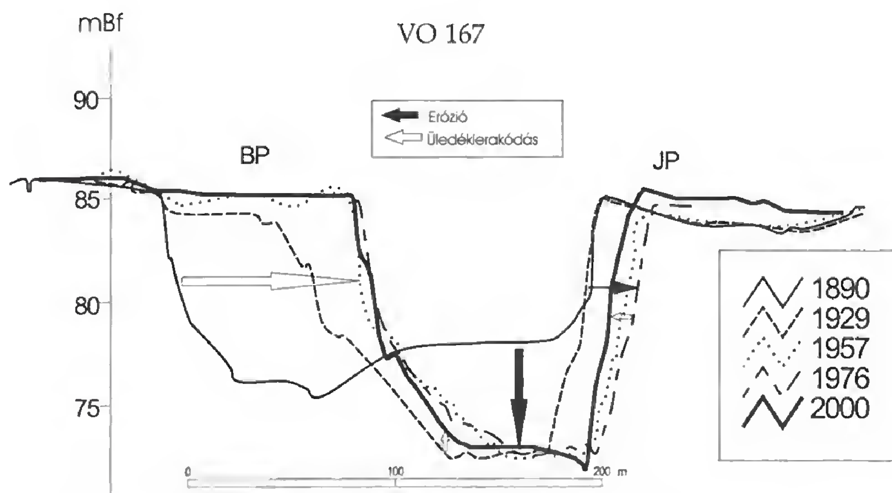
Fig. 6 Longitudinal section of the cut-off of Kőtelek. The section shows that the river eroded deeper into the sand of the old pointbar on the new route, than into its previous bed. However it filled it back a bit, it is still deeper than the average bed. VO sections also can be seen on the figure

Az átvágásokat közvetlenül követő mederszakaszokon nem észleltünk szignifikánsan vastagabb üledéklerakódásokat, ami alátámasztja azt, hogy az új szakaszból erodált üledékanyagot a folyó általában nagy területen szétteregette.

Térképek

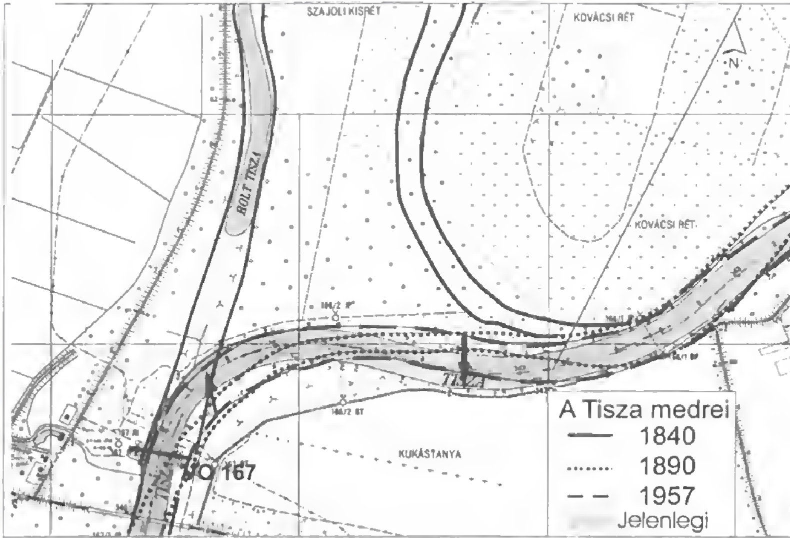
A szeizmikus szelvények (és a hossz-szelvény) által mutatott pozitív vagy negatív medermorfológiai formák magyarázhatóvá váltak a nyomvonal pontos térképi ismeretében. A legtöbb üledéklerakódás a kanyarok domború oldalán övzátony formájában jelent meg (például: martfűi, vezsenyi, tiszavárkonyi, szolnoki kanyar, valamint Besenyszög alatt). A mély eróziós árkok pedig szinte kivétel nélkül a kanyarok homorú oldalán találhatók (például: 361 fkm-nél, 388 fkm-nél, tiszaburai kanyar, tiszasülyi kanyar). Az övzátony nagymértékű épülése esetén néha még a meder közepén, illetve a homorú parthoz közelebb eső részeken is találhatunk üledéklerakódást, igazolva azt, hogy az övzátony gyakran a mederszélesség kétharmadát is elfoglalhatja (cf. ALLEN 1984).

Gyakran megfigyelhető, hogy a szabályozás során ásott egyenes vezérárok meanderezni kezdett az eltelt 100–150 év alatt, akár 100 m-t eltolódva eredeti helyétől (VO 167 – 7. *ábra*). Helyenként az új szakaszt megelőző, illetve követő kanyarok meanderezési iránya is megváltozott, mint például a tiszaburai, kőtelki, tenyői vagy szajoli átvágások esetében (8. *ábra*). A folyó tehát az új körülményekhez igazodva növelte kanyargósságát ott, ahol ez lehetséges.



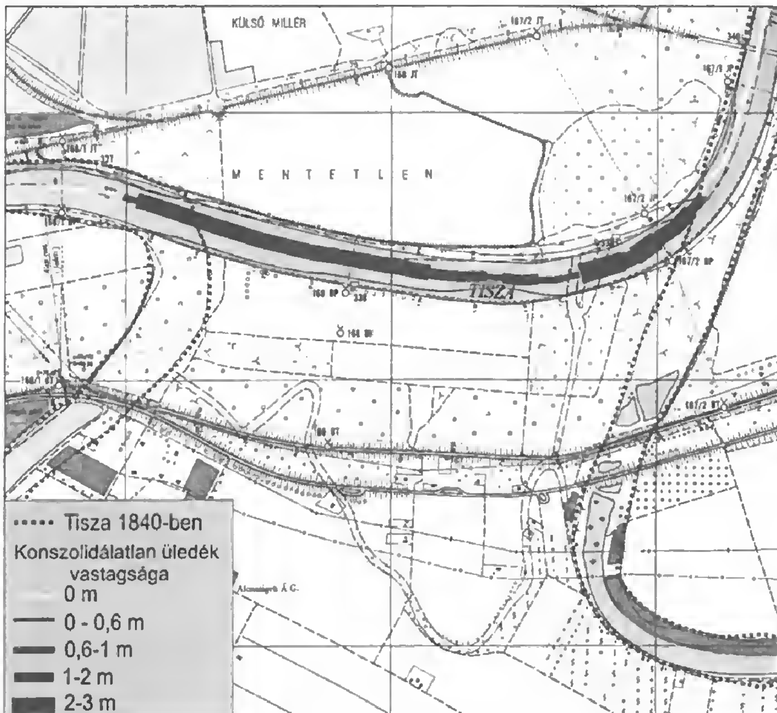
7. *ábra*. A széles, sekély meder mintegy 100 m-t mozdult el a jobb part irányába, miközben kimélyült és keskenyebbé is vált Nagymértékű változás a szabályozást követően 1929-ig zajlott le. A meder ezt követően kissé feltöltődött, míg az utolsó intervallumot pár méteres balra tolódás jellemezte. BP=bal part, JP=jobb part

Fig. 7 The wide and shallow channel moved against to the right bank nearly 100 m while it had been deepening and narrowing. Enormous change happened after the regulation till 1929. Then the channel filled up a bit and in the last period moved a few metres against left. BP= left bank, JP= right bank



8. ábra. A tenyői kanyarulat levágása során kialakított új mederszakaszon az élő övzátony oldalirányú gyarapodása a kanyargósság növekedésében fejeződik ki

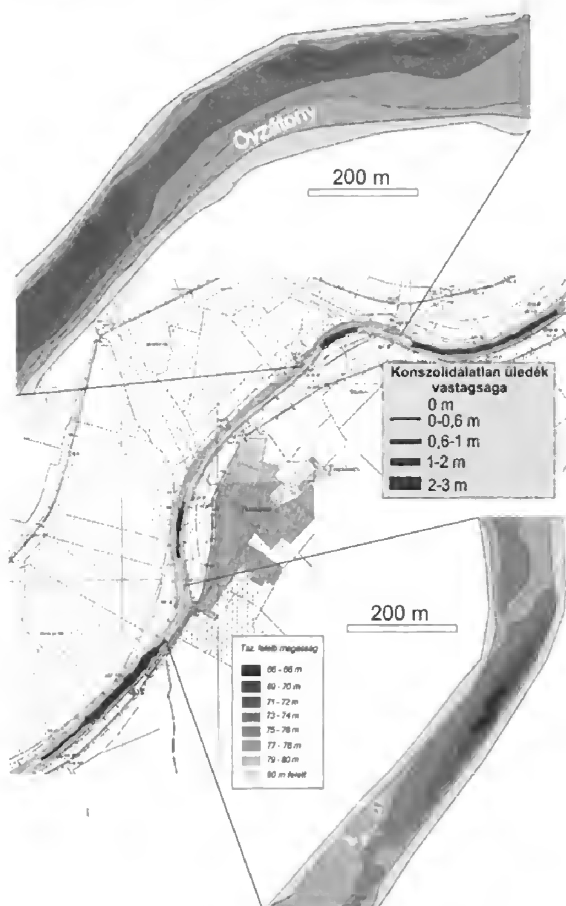
Fig. 8 The lateral accretion of the recent pointbar is expressed by the increasing of the sinuosity in the cut-off of Tenyő



9. ábra. A Szolnoknál kialakított új mederszakaszon is közel 2 méter vastag jelenkori üledéklerakódást tapasztalunk

Fig. 9 In the new channel made by the river-regulation near to Szolnok 2 m thick recent deposit can be observed

Az alig 150 éves mederszakaszokon is találhatunk konszolidálatlan üledéket, esetenként nem is keveset, ami – a mederszabályozás egyik célja ellenére – azt bizonyítja, hogy mégis rakódik le üledék a mederben, s nemcsak a természetes



10. ábra. A szeizmikus szelvényekével körülbelül megegyező felbontású medertopográfia térkép 2 részlete a Tiszabura feletti és alatti kanyar mederaljzatának részleteit is megmutatja. A felső kanyar vastag konszolidálatlan üledéke övzátony formájában jelenik meg, míg az alsó kanyarban az üledék hiányát a kottyanó jelenléte magyarázza

Fig. 10 The two examples of the channel-topography map having near the same resolution as the seismic profiles shows the details of the river floor of the two bend at Tiszabura. In the upper bend great ammount of unconsolidated sediment appears as a pointbar deposits, while the lack of it in the southern bend is explaned by the presence of a pool near to the thalweg

övzátonyépülés következtében (például szajoli átvágás – *4. ábra*, kőtelki átvágás – *6. ábra*, szolnoki átvágás – *9. ábra*).

A medertopográfia térkép segítségével a szeizmikus szelvényeken csak vonal mentén kimutatott pozitív és negatív topográfiai formákhoz (kiemelt padok, mélyedések, övzátony vagy kottyanó) térbeli kiterjedést is rendelhetünk, mivel a felvételek felbontása összevethető a szeizmikáéval (*10. ábra*).

A régi térképek olyan ősi meandernyomokat is megmutatnak, melyeket a mai térképek már nem ábrázolnak. Sokszor több generációs, egymást metsző nyomokat is megfigyelhetünk, mint például a tiszavárkonyi szakaszon (*11. ábra*). Ezek a szeizmikus szelvényen látott jelenségek magyarázatára a legtöbb esetben nem használhatók fel, ugyanis a Tisza mai mederfeneke alatt, 72–77 mBf mélységben megjelenő üledékes szerkezetek nem vethetők össze a többnyire magas ártéren található felszíni nyomokkal (83–86 mBf). Vizsgálatuk azonban mégis hasznos volt



11. ábra. Az 1845-ös LÁNYI-térkép kivágatán fekete kiemelések mutatják a néhány fázissal korábbi természetes medrek kanyarulatait, sőt helyenként még az oldalirányú gyarapodásuk során kialakuló íves övzátonyokat is látjuk

Fig. 11 On the slice of the map of Lányi from 1845 natural meanders existing some phase earlier are presented by black lines

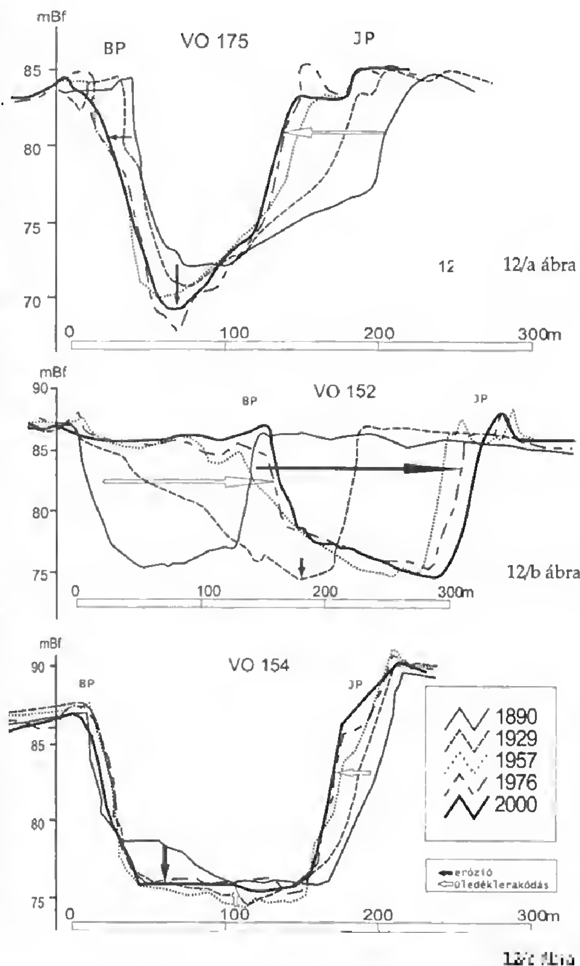
– még ha geodéziai pontosságuk nem is vethető össze a mai térképekéivel – mert a Tisza eredeti (szabályozás előtti) állapotáról, természetes vándorlásairól, azok méretéről és sebességéről hozzávetőleges képet kapunk.

Mederkeresztszelvények

A mederkeresztszelvények (Kötivizig) jó összhangban vannak a szeizmikus szelvények értelmezéséből nyert üledékvastagság adatokkal.

A kisebb eltérések egyik feltételezhető oka, hogy míg a mederkeresztszelvényekhez felhasznált adatsorok csak az elmúlt 100 év időintervallumát fogják át, addig a szeizmikus szelvények az üledékképződés sokkal hosszabb időtartalmáról nyújtanak képet.

A térképeken megfigyelhető kanyarfejlődés, valamint medervándorlás a keresztszelvényeken is vizsgálható. A szelvények egyik előnye, hogy a laterális vándorlás mellett a meder alakjának, valamint a keresztmetszet méretének válto-



12. ábra. a/ A bal part kisebb mértékben tolódott el az erózió következtében, mint ahogy a jobb parti övzátony gyarapodott. Mindeközben bevágódás is történt, tehát a meder keskenyebbé és mélyebbé vált. A változások fokozatosan mentek végbe, de a nagyobb mértékűek 1957-ig lezajlottak.. b/ Az első két lépésben a meder több mint 150 m-t vándorolt oldalirányban, ami a meanderezés-irány megváltozásának köszönhető. Az első 40 évben a meder aszimmetrikussá, és kissé mélyebbé vált, ezt követően azonban már csak oldalirányban mozgott: 1957-ig még intenzíven, aztán egyre csökkenő mértékben. c) A meder 1957-ig több m-t mélyült, majd azóta a mederfenéken üledéklerakódást tapasztalunk. A meder keskenyebbé és mélyebbé válása itt is megfigyelhető. BP=bal part, JP=jobb part.

Fig. 12 a/ Left bank moved less distance by erosion than the right bank moved by the lateral accretion. During it incision happened so the channel became deeper and more narrow. The changes occurred continiously, but enormous one took place till 1957.b/ In the two first step the channel shifted laterally more than 150 m due to the changing of the direction of meandering. In the first 40 years the channel became more simmetrical and a bit deeper, but after it only lateral shifting happened c/ The channel deepened a few meters till 1957. After it deposition can be observed on the river floor. Deepening and narrowing can be described on this channel-cross-section too. BP= left bank, JP= right bank

zását (ami a levezethető vízmennyiséget meghatározza) is megmutatja, mindehhez időbeliséget társítva.

Általában elmondható, hogy a meder kis mértékben keskenyebbé és mélyebbé, valamint szimmetrikusabbá vált az ábrázolt idő alatt a vizsgált 41 db szelvényben (*7.* és *12/a ábra*). Speciális esetben a vezérárok anyamederré válása is megfigyelhető.

A jelenség a már korábban tárgyaltakhoz hasonlóan a Szolnok alatti szakaszon érzékelhető erőteljesebben, ami összefüggésben lehet azzal, hogy a Tisza által mozgatott üledék mennyisége ezen a szakaszon kevesebb. A laza üledék itt többnyire oldalirányú gyarapodásként jelenik meg, a kanyarok belső oldalán „élő övzátonyok" formájában (*12/a* és *12/b ábra*), de helyenként megfigyelhető a mederfenék feltöltődése is (*12/c ábra*).

A keresztszelvények nagy hányadánál – a történelmi adatokkal összhangban – a legtöbb esetben 1890 és 1929 között tapasztalható nagy mértékű változás. Ez kisebb mértékben még folytatódhatott 1957-ig, majd fokozatosan csökkent, illetve szinte

megállt (*7., 12. ábra*). A nagymértékű mederváltozási szakasz összhangban áll az árvízszint növekedés intenzív szakaszaival is (cf. NAGY et al 2001).

Ezek okát nyilván a szabályozásban kereshetjük: a kanyarátvágások fő üteme a 19. század közepén kezdődött párhuzamosan több területen, de a valóban egységes szabályozás gyakorlatilag az 1890-es években zajlott. Ekkor a szükséges kotrásokkal és töltésezéssel elősegítették az új szakaszok anyamederré válását. Így érthető, hogy e hatalmas változások a folyó medrében 1929-ig, illetve 1957-ig terjedő időintervallumban zajlottak le.

Sajnos, a szabályozás előtti időkből nem álltak rendelkezésünkre adatsorok, így pontos következtetéseket csupán a mederkeresztszelvényekből nem lehetett levonni arra vonatkozólag, hogy a beavatkozások előtti Tisza milyen mértékben építette övzátonyait, illetve erodálta partjait. A szelvényekből látható, hogy alig 30–60 év alatt a legtöbb esetben végbementek az antropogén hatásra bekövetkezett mederalak-változások, s kialakult a meder mai képe. Az ezt követő kisebb mértékű változások már feltételezhetően a meder természetes fejlődésének következményei. Azonban az nyilvánvalónak látszik, hogy a szabályozás alapgondolata – a meder kimélyítése a víz gyorsabb lefolyása érdekében – helyesnek bizonyult.

VAJK (2004) mederkeresztmetszet-számításai is azt mutatják, hogy a szabályozást követő kimélyüléssel együtt a vízátbocsátó keresztmetszet is nőtt némiképp az első 40 évben, ezt követően azonban fokozatosan csökkenő tendencia a jellemző. Ebből szintén arra következtetünk, hogy a szabályozás a munkát követő első évtizedekben éreztette hatását leginkább. A Szolnok alatti szakasz e tekintetben is eltérően viselkedik: a vizsgált időintervallumban végig keresztmetszet-csökkenést, tehát feltöltődést tapasztalunk, ami az átvágások hiányával lehet összefüggésben.

Következtetések

A szeizmikus szelvények azt mutatják, hogy nagy mennyiségű laza üledék van jelen a területen, melynek nagy része homokos anyagú, változatos formájú és méretű dűnékbe rendeződik a mederfenéken. A párhuzamosan rétegzett, egyenes mederfenéken sokkal kevesebb üledékkel találkozunk. A szeizmikus szelvények nagy felbontása speciális üledékképződési részleteket is megmutat. Nyomon követhető a dűneképződés folyamata, megfigyelhető, miként fut végig az erózió az idős ártéri üledék sík rétegzésén, és lép egy szinttel mélyebbre, amikor könnyen erodálható idős övzátony sorozathoz ér.

A nagy mennyiségű üledék elhelyezkedését és morfológiáját a hossz-szelvényen és a térképeken vizsgálva azt tapasztaljuk, hogy a konszolidálatlan üledék nagy része a kanyarok domború oldalán természetesen kialakuló, ma is élő övzátonyokban halmozódott fel. Ezt a mederkeresztszelvények is alátámasztják. A laza üledék másik része a szabályozás hatására átdolgozott, áthelyezett üledék: a vezérárokból anyamederré fejlődés során erodált anyag szétteregetése, valamint a meanderezés irányának változásából eredő oldalirányú vándorlások friss eróziós anyaga, illetve feltöltései.

A térképekből és az erős oldalirányú övzátony-gyarapodást mutató mederkeresztszelvényekből kiolvasható feltűnő jelenség a kanyargósság növekedése a szabályozott mederhez képest. Ez a folyó természetes válasza az antropogén

hatásra: ugyanis a folyó útjának megrövidítésével természetellenesen tett szert esésnövekedésre. miközben sem vízhozama, sem üledékhozama, sem annak szemcseeloszlása Mivel sem vízhozama, sem üledékhozama, sem annak szemcseeloszlása nem változott, az egyensúlyi folyóprofil felvétele érdekében esése a kanyargósság növekedésével csökken (MACKIN 1948).

A mederkeresztszelvények segítségével a folyamatokhoz idő is rendelhető: a nagymértékű változások a szabályozást követő 40–60 évben zajlottak, az övzátonyépülés lassabb ütemben folytatódott, a meder mélyülése megállt, helyenként feltöltődött. Úgy tűnik, e mesterségesen kialakított mederszakaszokon alig fél évszázad elég volt, hogy a dinamikus egyensúly – vagy ahhoz közeli állapot – visszaálljon, s a kis vastagságban, nagyjából egyenletesen elosztott üledék is ezt a közel egyensúlyi állapotot jelzi.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást T37724 sz. OTKA pályázat támogatta. Az adatok rendelkezésünkre bocsátását köszönjük a Kötivizig-nek és a Geomega Kft.-nek. Köszönetet mondunk továbbá HORVÁTH Ferencnek, VAJK Ödönnek, SZAFIÁN Péternek, NYÚL Katalinnak és TÍMÁR Gábornak munkánkhoz nyújtott segítségükért, tanácsaikért. Köszönjük a tanulmány bírálóinak, GÁBRIS Gyulának és MAGYARI Árpádnak hasznos észrevételeiket. A szeizmikus szelvények kiértékelését a Landmark's University Grand Program által biztosított Geographix-szal végeztük.

Irodalom – References

ALLEN, J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology* 5, 89–191.

ALLEN, J. R. L. 1984: Sediment Structures: their character and physical basis I–II. – Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 30/1, 593, 663.

CHOLNOKY J. 1907: A Tisza meder helyváltozásai I–II. – *Földrajzi Közlemények* 35, 381–405, 425–445.

FEKETE Zs. 1911: A Tisza folyó medrének keresztszelvényei. – *Vízügyi Közlemények* 6, 76–82.

FÉLEGYHÁZI P. 1929: A Tisza folyó jellegzetes szakaszainak és az egész Tiszának átlagos szelvény adatainak a szabályozás kezdete óta 1922-ig beállt változások és azok összehasonlítása. – *Vízügyi Közlemények* **10/1**, 93–102.

GÁBRIS Gy. 2002: A Tisza helyváltozásai. – In: MÉSZÁROS R., SCHWEITZER F. & TÓTH J. (szerk): JAKUCS László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. MTA FKI – PTE SzE kiadása, Pécs, 91–105.

GÁBRIS Gy., TELBISZ T., NAGY B. & BELARDINELLI, E. 2002: A Tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. – *Vízügyi Közlemények* **84/3**, 305–316.

IHRIG D. 1973: A magyar vízszabályozás története. OHV– VIZDOK. 396 p.

KÁROLYI Zs. & NEMES G. 1975: A Közép-Tiszavidék vízügyi múltja I–III. – *Vízügyi Történeti Füzetek* **8–10**. Budapest, VIZDOK, p. 114.

LÁSZLÓFFY W. 1982: A Tisza – Vízi munkálatok és vízgazdálkodás a tiszai vízrendszerben. Akadémiai Kiadó, Budapest, 589 p.

MACKIN, J. H. 1948: Concept of the graded river. – *GSA Bull.* **59**, 463–512.

MIHÁLFFY P. 2001: A Tisza ősföldrajzi rekonstrukciója szeizmikus szelvények alapján. – Diplomamunka, ELTE–TTK, Budapest, 91 p.

MIKE K. 1991: Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története. – Aqua, Budapest, 698 p.

NAGY Á.T., VAJK Ö., TÓTH T. & SZTANÓ O. 2005: Természetes folyófejlődés a gátak közé szorított Közép-Tiszán. – *Hidrológiai Közlöny* **85/5**, 55–62.

NAGY I., SCHWEITZER F. & ALFÖLDI L. 2001: A hullámtéri hordalék-lerakódás (övzátony). – *Vízügyi Közlemények* **83**, 539–564.

SCHWEITZER F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai – Folyóink hullámterének fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. – *Földrajzi Értesítő* **50**, 63–72.

SUGÁR I. 1989: A Közép-Tiszavidék két kéziratos térképe (1790, 1845). – Dobó István Vármúzeum, Eger, p. 289.

SÜMEGHY J. 1947: A Tiszaszabályozás földtani vonatkozásai. – In: FOLLY R. (szerk.): A Tisza-táj műszaki problémái. Magyar Technika Könyvei 1, Magyar Mérnökök és Technikusok Szabad Szakszervezete, Budapest, 93–96.

SZTANÓ, O., TÓTH, T., MAGYARI, O., MAGYAR, Á. & HORVÁTH, F. 2002: Alluvial architecture from ultra high-resolution single channel seismic survey of meandering Tisza River, Pannonian Basin, Hungary. – *16th International Sedimentological Congress, Pretoria, South Africa*, 357–359.

SZTANÓ O., TÓTH T., MAGYARI Á. & HORVÁTH F. 2003: Alluviális architechtúra a Tisza alatt: UNF 1 csatornás szeizmikus mérések szedimentológiai értelmezése. – *EMMTT–BKFK Zilah* Absztrakt kötet, 91.

TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. – Ph.D. értekezés. ELTE TTK, Budapest, 144 p.

TÓTH, T., VIDA, R. & HORVÁTH, F. 1997: Shallow water single and multichannel seismic profiling in a riverine environment. – *The Leading Edge* **16** (**11**), 1691–1695.

VAJK Ö. 2004: Hová tűnik a Tisza medre? – www.aquaqdocinter.hu/themes/vandorgyules/pages/7szekcio/vajk.htm/

Kézirat beérkezett: 2005. 04. 01.

Földtani Közlöny 136/1, 139–146. (2006) Budapest

A minta értelmezési problémái: elmélet és gyakorlat

Understanding of spatiotemporal samples: a practical view for geologists

KOVÁCS József[1] – KOVÁCSNÉ SZÉKELY Ilona[2]

(5 ábra, 4 táblázat)

Tárgyszavak: minta, környezetszennyezés; statisztikák
Keywords: spatiotemporal sample, environmental pollution; statistics

Abstract

One of the most fundamental concept of statistics is the (random) sample. Our experience – acquired during the years of undergraduate education – showed that prior to industrial practice, the students in geology (a most probably in many other non-mathematics oriented disciplines as well) are often confused by the possible multiple interpretation of the sample. The confusion increases even further, when samples from stationary temporal, spatial or spatio-temporal phenomena are considered. Our goal in the present paper is to give a viable alternative to this overly mathematical approach, which is proven to be far too demanding for geological students.

Using the results of an environmental pollution analysis we tried to show the notion of the spatiotemporal sample and some of its basic characteristics. On the basis of these considerations we give the definition of the spatiotemporal sample in order to be satisfactory from both the theoretical and the practical points of view.

Összefoglalás

A statisztika alapfogalmai között talán a legalapvetőbb a minta. A gyakorlat és az azt megelőző felsőoktatási tapasztalatok azt bizonyítják, hogy a minta értelmezése nehézséget jelent. Ennek oka, hogy az adatok elemzése során a szakemberek a mintából számított alapstatisztikaként (átlag, szórás és egyéb mutatók) egy-egy számértékkel dolgoznak és nem merül fel a munka során, hogy ez egy valószínűségi változó, ugyanis a minta realizációi mintáról mintára változnak, így a belőlük számított statisztikák is változni fognak. A pubblikáció egy környezetszennyezés elemzési eredményeinek felhasználásával megpróbálja bemutatni a minta fogalmát.

Bevezetés

A statisztika alapfogalmainak és módszereinek megértése és helyes alkalmazása elképzelhetetlen valószínuségszámítási alapok nélkül. Ilyen és talán legalapvetőbb fogalom a minta (NEMETZ & WINTSCHE 1999, ANDERSON & LOYNES 1987).

Az ipari gyakorlatban a „minta" fogalma nem teljes körűen és nem egyértelműen definiált. Sok esetben ugyanis a matematikai értelemben vett „minta" egy elemét tekintik mintának, de ugyanígy „minta" névvel illetik az azonos helyen és időben, azonos paraméterre végzett elemzések átlagát, vagy például a földtanban valamely X,Y koordinátával azonosítható helyen a minőségi paraméterek vastagsággal súlyozott átlagát is (FÜST 1998, WEBSTER & OLIVER 1990).

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, TTK, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1116, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.
[2]Budapesti Gazdasági Főiskola, KVIFK, Módszertani Intézet, 1054 Budapest, Alkotmány ut 9–11.

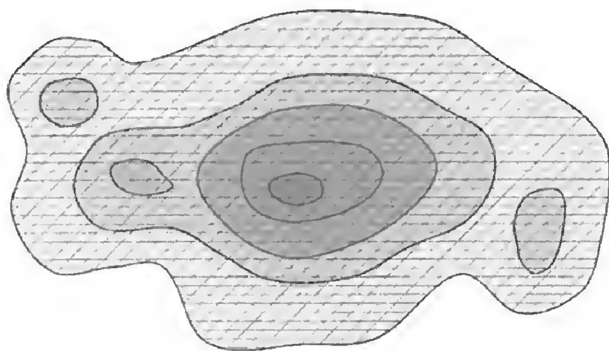
Az ipari gyakorlatot megelőző felsőoktatási tapasztalatok is azt bizonyítják, hogy a minta többféle értelmezése mind a matematikus, mind a geológus hallgatóknak nehézséget jelent. Ennek az az oka, hogy amikor a hallgató egy szakmai, például geokémiai feladatot lát, a mintának egy realizációját kapja és ezt azonosnak tekinti a mintával. A mintából számított alapstatisztikaként (átlag, szórás és egyéb mutatók) egy-egy számértékkel dolgozik, és nem érti azon állítást, hogy ez egy valószínűségi változó, ugyanis a minta realizációi mintáról mintára változnak, így a belőlük számított statisztikák is változi fognak.

A minta elméleti fogalma

A statisztikai minta az X valószínűségi változóra vonatkozó véges számú független megfigyelés eredménye $X=(X_1,X_2, \dots ,X_n)$, ahol $X_1,X_2, \dots ,X_n$ egymástól független, azonos eloszlású valószínűségi változók. A minta elemeinek eloszlása megegyezik a sokaság eloszlásával és $E(X_i)= m$; $D(X_i)= \sigma$ ahol $i=1, 2, \dots n$.

A minta realizációja a megfigyelések számszerűsített értékei $(x_1, x_2,\dots,x_n)$, ha egy konkrét mintavételnél $X_1=x_1$, $X_2=x_2, \dots , X_n=x_n$ adódik.

Ez a megfogalmazás nehezen érthető, különösen nem matematikusok számára. Induljunk ki ezért egy másfajta megközelítésből. Belátható, hogy valamely időben és térben vátozó természeti jelenség adott időponthoz rendelhető három dimenziós metszete, elméletileg végtelen számú ($N= \infty$), „nulla térfogatú" ($V=0$) elemi részre osztható. Ebből következően a jelenség kutatása során valamely változó (földtani szóhasználatban paraméter) vonatkozásában egyetlen olyan minta realizáció állítható elő, melynek elemszáma végtelen. Elméletileg ez az adathalmaz tekinthető a vizsgált sokaságnak. Ennek elméletileg meghatározható a várható értéke (m) és a szórása (σ). Amennyiben az elemi részek „térfogata" továbbra is nulla, de $N< \infty$, a minta realizációk száma (n) növekszik. Minden realizációból meghatározhatóak a statisztikai jellemzok (például: mintaátlag ($\bar{X}$) mintaátlag szórása ($\sigma_{\bar{X}}$), egyes megfigyelések szórása (s). A végtelen sokaság szemléltetéséhez tekintsük meg az *1. ábrát.*

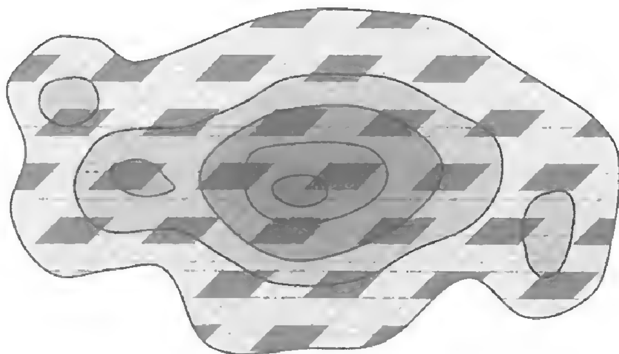


1. ábra. Egy elméleti jelenség egy adott paraméterének izovonalas képe. A jelenség „területét" végtelen számú „nulla térfogatú" elemi részre osztottuk fel

Fig. 1 Isoline figure of a "parameter" of a theoretical phenomenon

Valamely jelenség kutatása során – főként anyagi okok miatt meglehetősen ritkán adódik arra lehetőség, hogy olyan (esetenként több ezer) elemszámú mintát vegyünk, amelyből a statisztikai jellemzők nagy pontossággal számíthatók.

A gyakorlatban egy másik problémával is szemben találjuk magunkat. Ez pedig az, hogy a minta elemi részeinek „térfogata" nem nulla, hanem nullánál nagyobb és mindenképpen mérhető nagyságú. Az esetek zömében nincs arra lehetőség, hogy közel végtelen elemszámú mintát vegyünk, vagy a mintavételt kisebb elemszám mellett többször megismételjük. A helyzet tehát az, hogy V>>0, de a jelenség egészéhez képest V ≈ 0, azaz a minta elemek térfogata és a szórás közötti kapcsolatot figyelmen kívül lehet hagyni, de N<< ∞. Ekkor felmerül a kérdés, hogy vajon az ilyen minta reprezentatívnak tekinthető-e, azaz a minta valóban híven tükrözi a sokaságot, amelyből származik. A 2. *ábra* egy lehetséges minta realizációt mutat N< ∞ és V>0 esetére.



2. *ábra.* Egy lehetséges minta realizáció, N< ∞ és V>0 esetén

Fig. 2 A possible sample realisation for N< and V>0

Egy jelenség valamely paraméterének (valószínűségi változó) fontos ismerni az eloszlását. A gyakorlatban az eloszlás típusa nem ismert, jelentős feladat ennek meghatározása. Tapasztalatok szerint legalább 40 elemszámú minta szükséges ahhoz, hogy egy paraméter hisztogramjából következtetéseket vonjunk le az eloszlás típusára. A minta alapján becslés adható az eloszlás legfontosabb jellemzőire, a várható értékre és a szórásra.

Tekintsük az (X_1, X_2, … ,X_n) minta átlagát $\overline{X} = \frac{\sum X_i}{n}$

A mintaátlag jól közelíti a várható értéket mivel $E(\bar{X})=m$ és a minta elemszámának növelésével a mintaátlag szórása csökken a következők szerint

$$D(X) = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

A σ szórás az úgynevezett korrigált tapasztalati szórással becsülhető az alábbi összefüggés alapján:

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

A matematikai statisztika eszköztárában van lehetőség arra, hogy az adott minta alapján megadható legyen egy intervallum, amely előre rögzített valószínűséggel tartalmazza a várható éréket, ha a minta egy normális eloszlású sokaságból származik. Ez az intervallum megadható akkor is, ha a sokaság nem normális, de ismert

eloszlású és a minta elemszáma elég nagy. Ezt a megvalósítást a centrális határeloszlás tétele biztosítja (lásd később). Természetesen, mintáról mintára az intervallum helyzete is változik. Ha a minta elemszámát növeljük egyre szűkebb lesz az intervallum, amelyben a várható érték adott valószínűségi szinten elhelyezkedik. Ha tehát előre megadjuk, hogy adott valószínűségi szinten mekkora lehet annak az intervallumnak a szélessége (más szavakkal, a megengedett hiba), amelybe a várható érték beleesik, ebből a minta szükséges elemszáma kiszámítható. Az előbb említett intervallum szélessége (Δ) kifejezhető a normális eloszlás vagy a t-eloszlás táblázatában található, adott valószínűségi szinthez tartozó kritikus értékének és a mintaátlag szórásának szorzataként:

$$\Delta = z \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad \text{vagy} \quad \Delta = t \cdot \frac{s}{\sqrt{n}}$$

A fenti összefüggésekből a Δ hibához szükséges mintaelemszám meghatározható:

$$n = \left(\frac{z \cdot \sigma}{\Delta} \right)^2 \quad \text{vagy} \quad n = \left(\frac{t \cdot s}{\Delta} \right)^2$$

Bizonyos esetekben a minta elemszámának ismerete nem elegendő és további feltételeknek kell teljesülnie. Például ásványlelőhelyek kutatásánál abból a feltételezésből indulunk ki, hogy az ásványlelőhely mint természeti képződmény folytonos tulajdonságú paraméterekkel rendelkezik. Ez a feltételezés csak részben igaz (gondoljunk például a tektonikára, vagy az aranybányászatban a röghatás jelenségére), ugyanakkor ezt a feltételezetten folytonos tulajdonságot olyan minta alapján próbáljuk megismerni, amelynek elemei diszkrétek. A folytonossági alapfeltétel továbbvitele, amikor a diszkrét mintaelemek hisztogramjának alakjából valamely folytonos eloszlással való közelítés lehetőségét tételezzük fel.

Kérdésként merülhet fel, hogy a mintaátlag – mint valószínűségi változó – milyen eloszlást követ, függetlenül attól, hogy milyen volt a sokaság eloszlása, amelyből a minta származott. A választ a centrális határeloszlás tételének egy alkalmazása adja meg.

A centrális határeloszlás tétele azt mondja ki, hogy ha $X_1, X_2, \ldots, X_n$ azonos eloszlású, független és véges szórású valószínűségi változók és $E(X_i)=m$, $D(X_i)=\sigma$, $(i=1, 2, \ldots, n)$ akkor a változók összege $\sum_{i=1}^{n} X_i$ közel normális eloszlást követ, ha az n elég nagy.

Így a mintából számított $\overline{X} = \frac{\sum_{i=1}^{n} X_i}{n}$ mintaátlag közel normális eloszlású valószínűségi változó, ha az n mintanagyság elég nagy. Ennek a bizonyítása jól ismert, ezért ettől itt eltekintünk és helyette, egy gyakorlati megközelítést választunk.

A minta fogalma és néhány tulajdonsága egy példa tükrében

A gyakorlatban szinte megoldhatatlan anyagi nehézségekbe ütközik olyan nagy elemszámú minta előállítása, ami be tudja tölteni a vizsgált sokaság szerepét. Ezért jelentős előrelépés, ha egy valós környezetszennyezés mért kémiai komponen-

seinek adathalmazát fel tudjuk használni a minta fogalmának tisztázására, paramétereinek kiszámítására és eloszlásának meghatározására.

Az 1900-as évek elejétől, Budapest XXII. kerületének egy részén, Nagytétény sűrűn lakott területén, egy gyárüzem szennyező forrásként üzemelt, kéménye káros anyagokat bocsátott ki. A lakóingatlanokat jelentős nehézfém terhelés érte, amely a területhasználattal a talajszelvény nagyobb mélységeibe is bekeveredett. A 3,5 km^2-en fekvő ingatlanok környezetvédelmi feltárásait 20 cm-enként mintázták. Esetünkben a felszíntől számított 0–20 cm-es szintben több mint 1000 megfigyelés történt, aminek során 24 elemre vonatkozó elemtartalom vizsgálatát végezték el. Ezekből három elemet választottunk ki: kalcium, foszfor, arzén, amelyek a statisztikai modellben valószínűségi változók. A mértékegység mindegyik esetben mg/kg (ANDÓ & BATA 2001; BATA & ANDÓ 2005; BATA et al. in press).

A kémiai elemekre vonatkozó mérési eredményeket rendre statisztikai sokaság elemeinek tekinthetjük. Jelen esetben az elemszámot, mely 1026 és 1100 volt, elég nagynak tartjuk ahhoz, hogy azt elméletileg végtelen elemű sokaságként tekintsük és felhasználjuk a tárgyalt statisztikai fogalmak szemléltetésére, anélkül, hogy a matematikai elmélet követelményei jelentősen sérülnének.

Azonban mivel a valóságban véges sokaságot kaptunk meghatározhatóvá váltak a valószínűségi változók várható értékei és szórásaik. Ezt az *I. táblázat* mutatja be.

A Ca, As és P változók sokaságaiból annak bemutatására, hogy a minta elemei valószínűségi változók, a sokaságból véletlenszerűen 100 elemű mintákat vettünk, 1000-szer. *A II. táblázat* Ca-ra vonatkozó minták realizációiból mutat be részleteket. Jól követhető, hogy a 100 elemű minták realizációi mintáról mintára változnak.

I. táblázat. A sokaság paraméterei
Table I The parameters of the manifold

	Mintaszám (db)	Átlag (mg/kg)	Szórás(mg/kg)
Ca	1026	71429,79	25301,74
As	1110	17,16	23,33
P	1026	1652,86	1014,58

II. táblázat. A minta realizációi
Table II Realisations of Ca-samples

	Minta realizáció						
Kalcium	X_1	X_2	X_3	X_4	...	X_{99}	X_{100}
1. minta	58339,44	52771,68	59438,88	44729,46	...	80643,21	73601,96
2. minta	78266,18	82664,06	59843,29	61782,66	...	55465,67	47424,37
.							
.							
.							
1000. minta	51623,78	59682,54	45447,23	50109,89	...	8806,80	8452,38

A *II. táblázat* mintáiból alapstatisztikák számíthatók, amelyek közül az egyik legfontosabb, a mintaátlag kerül bemutatásra a *III. táblázatban.* A táblázatot két további valószínűségi változóval bővítettük, az arzénnel és foszforral. A táblázat adatai szemléletesen látattják, azt az állítást, hogy a mintaátlag is valószínűségi változó, mintáról mintára változik, és értékei szóródnak a sokasági átlag (*I. táblázat*) körül.

III. táblázat A mintaátlag realizációi
Table III Realisations of the sample means

	Mintaátlag		
	As	Ca	P
1. minta	20,94	66420,70	1741,25
2. minta	15,77	69815,47	1775,85
.			
.			
.			
1000. minta	14,36	74512,84	1542,36

Természetesen az összes lehetséges mintaátlag átlaga adja a sokasági átlagot, azaz a várható étéket Ez a tulajdonság a becslés torzítatlanságát jelenti:

$$E(\overline{X}) = m$$

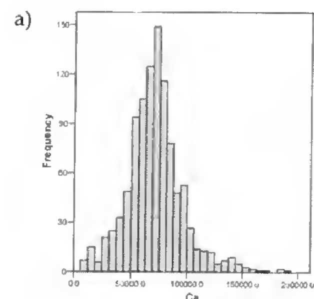
Ezt az elméleti megállapítást csak akkor lehetne bemutatni, ha az összes lehetséges mintaátlagot figyelembe vennénk. Ez azonban nehézségekbe ütközik, mivel például a Ca esetében az általunk sokaságnak tekintett 1026 mintaelemből, $9{,}51\times10^{140}$ módon lehet 100 elemű mintát kiválasztani. Más szavakkal: ennyi féle 100 elemű minta realizációt vagyunk képesek ebből a sokaságból előállítani és következésképpen ennyi különböző átlagot. (500 elemű minta kiválasztására $1{,}288\times10^{307}$ lehetőség van.) Ennek teljesítése gyakorlatilag lehetetlen. Ezért csak annak bemutatására lehet vállalkozni, hogy példánkon mutassuk be: a mintaátlag jól közelíti a sokasági átlagot, és hibája csökken ha a minta elemszáma elég nagy. Ezt a következőképpen valósítottuk meg. A sokaságokból 100, 300, 500 elemű mintákat vettünk, szintén 1000-szer. Kiszámítottuk a mintaátlagok átlagát és a rendre az átlagok hibáit. Az eredményekből néhányat a *IV. táblázat* tartalmaz. Az adatok a gyakorlatban is meggyőznek a fenti állításunkról.

IV. táblázat A mintaátlagok átlagai
Table IV Averages and standard errors of the sample means

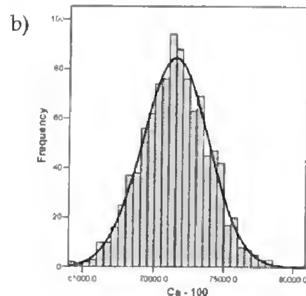
Valószínűségi változó-mintarealizáció	Mitavételezés száma	Átlagok átlaga	Átlagok standard hibája	Átlagok szórása
Ca-100	1000	71498,90	74,72	2362,73
Ca-300	1000	71399,45	39,01	1233,64
Ca-500	1000	71444,89	25,12	794,45
As-100	1000	17,26	0,07	2,29
As-300	1000	17,12	0,04	1,13
As-500	1000	17,16	0,03	0,80
P-100	1000	1658,98	2,98	94,33
P-300	1000	1652,99	1,60	50,69
P-500	1000	1652,09	1,00	31,62

Vizsgáljuk meg a *IV. táblázatban* szereplő Ca, As, és P változók mintaátlagainak eloszlását. A kalciumnak, foszfornak és arzénnek mint sokaságnak (*3a, 4a, 5a ábrák*) és az ezekhez tartozó 100 (*3b, 4b, 5b ábrák*), 300 (*3c, 4c, 5c ábrák*) és 500 (*3d, 4d, 5d ábrák*) elemű minták átlagainak tapasztalati sűrűségfüggvényeit is megjelenítettük. Mind a három esetben látható, hogy a mintaátlag a minta elemszám-növekedésével – függetlenül attól, hogy az alapsokaság milyen eloszlású volt – normális eloszlást követ.

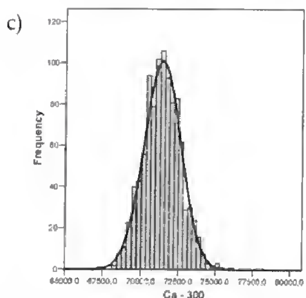
a)



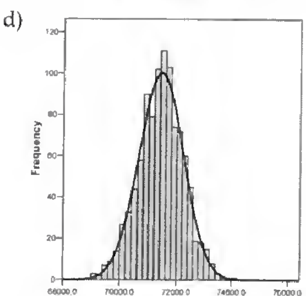
b)



c)

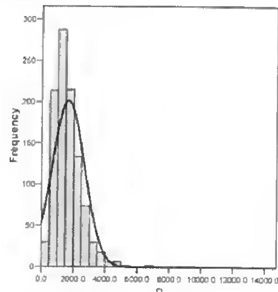


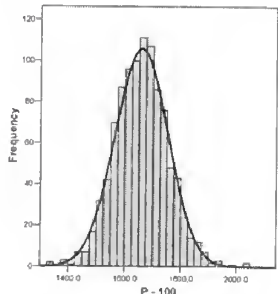
d)

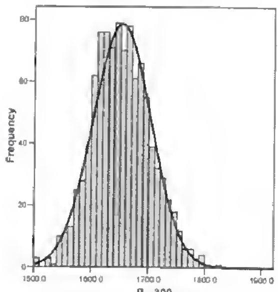


3. *ábra*. A Ca hisztogramja. a) „sokaság", b) 100, c) 300, d) 500 elemű minták átlaga

Fig. 3 The histograms of the complete Ca manifolds. The empirical probability density estimations of the sample averages for 1000–1000 subsamples, 100 (3.b), 300 (3.c) and 500 (3.d) long each Fig. 3

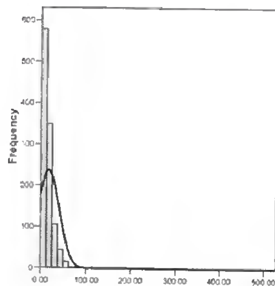


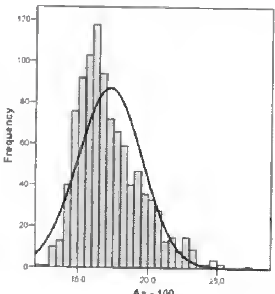


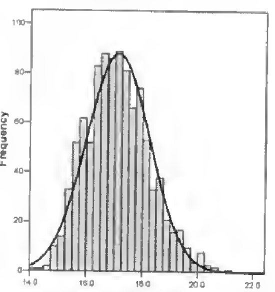


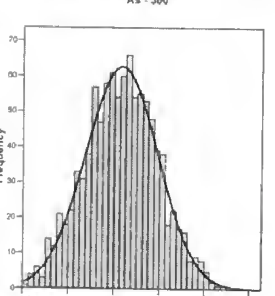
4. *ábra*. A P hisztogramja. a) „sokaság", b) 100, c) 300, d) 500 elemű minták átlaga

Fig. 4 a) The histograms of the complete P manifolds. The empirical probability density estimations of the sample averages for 1000–1000 subsamples, 100 (4.b), 300 (4.c) and 500 (4.d) long each









5. *ábra*. Az As hisztogramja. a) „sokaság", b) 100, c) 300, d) 500 elemű minták átlaga

Fig. 5 a) The histograms of the complete As manifolds. The mpirical probability density estimations of the sample averages for 1000–1000 subsamples, 100 (5.b), 300 (5.c) and 500 (5.d) long each

Összefoglalás

Egy környezetszennyezés elemzési eredményeinek felhasználásával próbáltuk bemutatni a mintát és annak néhány tulajdonságát. Definiáljuk a mintát úgy, hogy ez a meghatározás mind elméleti, mind gyakorlati szempontból kielégítő legyen. Ekkor a következő meghatározást javasoljuk:

A gyakorlati élet mintának nevezi valamely vizsgált jelenség adott paraméterének x, y, z, t koordinátákhoz, vagy azok intervallumához köthető, *in situ* mért, elemzett vagy az előbbiekből számított értékét. A gyakorlati értelemben vett minta, a matematikai minta egy elemének felel meg, azzal a különbséggel, hogy vonatkoztatási térfogata nagyobb, mint nulla.

Irodalom – References

ANDERSON, C. W. & LOYNES, R. M. 1987: The Teaching of Practical Statistics. – John Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 212 p.

ANDÓ J. & BATA G. (eds.) 2001a: Budapest, XXII. Metallochemia telephelyet környező területek részletes tényfeltárási záródokumentációja. – Repét Kft. adattár, Budapest, Kézirat, 157 p.

ANDÓ J. & BATA G. (eds.) 2001b: Budapest, XXII. Metallochemia telephely környezeti állapotértékelő dokumentációja és a környezetvédelmi műszaki védelmi alternatívák vizsgálata. – Repét Kft. adattár, Budapest, Kézirat, 208 p.

BATA G. & ANDÓ, J. 2005: Nehézfémmel szennyezett talajszelvény környezeti minosítő vizsgálata a Metallochemia-telephely (Budapest, XXII. kerület) környezetében. – *Földtani Közlöny* **135/1**, 91–111.

BATA, G., CSÁNYI, V. & KOVÁCS, J. (in press): Applied GIS System in Environmental Planning at Nagytétény Bay. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica.*

FÜST A. 1998: Geostatisztika. – Eötvös Kiadó, Budapest.

NEMETZ T. & WINTSCHE G. 1999: Valószínűségszámítás és statisztika mindenkinek. – Plygon, Szeged.

WEBSTER, R. & OLIVER, M. A. 1990: Statistical Methods in Soil and Land Resource Survey. – Oxford University Press, 568 p.

Kézirat beérkezett: 2005. 02. 15.

Földtani Közlöny 136/1, 147–156. (2006) Budapest

Tanulmányok Erdély földtanából

Érvek egy vulkáni kráter létezése mellett az Ördög-tó–Komsa-hegy övezetében (Észak-Hargita) — a kövesi vulkáni szerkezet

Arguments for the existence of a volcanic structure in the Lake Dracului – Comşa Hill area (Northern Harghita Mts) – The Köves (Stânca) structure

Consideraţii privind unui Aparat vulcanic în regiunea Lacul Dracului – Delaul Comşa (Munţii Harghita de Nord) – aparatul vulcanic Köves (Stânca)

LACZKÓ Attila Albert[1] – Lucian IONESCU[2]

(4 ábra)

Tárgyszavak: geofizika; geomorfológia; hidrotermális mállás; Köves vulkáni szerkezet
Keywords: geophysics; geomorphology; hydrothermal alterations; Köves (Stânca) volcanic structure
Cuvinte cheie: geofizicã; geomorfologie; alteraþii hidrotermale; structura vulcanicã Köves (Stânca)

Abstract

During 2002, geological investigations were carried out in the Northern Harghita Mountains. Due to certain morphostructural and geological characteristics, it was concluded that the Köves (Stânca) volcanic structure, contoured in the riverhead of the Şugó and Şicasău streams (based on aeromagnetometric and gravimetric prospection dates by SUCEAVĂ & PROCA 1970; CRISTESCU et al. 1971), actually exists. It is not simply a conjecture.

The main arguments for the existence of this volcanic structure`s are indicated by the drillings F1 and F2 Comşa – 100 m (2002, 2003). These intercepted an intrusive body (microdiorite with hornblende and pyroxene) with brecciified zones.– Light mining operations produced further evidence. The light mining operations demonstrated a large zone with hydrothermal-metasomatic alterations and sometimes mineralized rocks (argilization, silicification, carbonatization, pyritization and tourmalinization).

The metallogenetic activity from this area took place alongside poor mineralization. The latter was the result of hydrothermal activities with a sulphur deficit. The metallic minerals formed in this ore deposit are represented mainly by pyrite and marcasite and subordinately by sphalerite, ilmenite, rutile, magnetite and haematite.

Geophysical and geological data are supported by the existence of a depression zone where currently there is a bog, called Lacul Dracului (Devil's Lake); thi is what remains of an intracraterial lake. There is a sand deposit on the most southern verge of this bog and a peat bank on highest level (which marks the actual verge of the bog).

[1]530100 Csíkszereda, Szabadság tér 8/17, Hargita megye, Románia; e-mail: laczkoati@yahoo.com
[2]S.C. "GEOLEX" S.A. 530154 Csíkszereda, Hargita u. nr. 70/B, Hargita megye, Románia; e-mail: geolex@nextra.ro

Összefoglalás

A 2002. évben földtani kutatást végeztünk a Hargita-hegység északi részén. Ezen kutatási munkálatok alkalmával, egyes felszínalaktani és földtani jellegek alapján arra következtettünk, hogy a kövesi (Stânca) vulkáni szerkezet, amelyet az Osztoros-kráter közvetlen szomszédságában, a Sugó- és a Sikaszó-patak forrásvidékén körvonalaztak (légimágneses és gravimetriás adatok alapján, SUCEAVĂ & PROCA 1970; CRISTESCU et al. 1971), valóban létezik.

A fő érveket e vulkáni szerkezet létezése mellett két, a Komsa-hegynél lemélyített, 100 m-es fúrás (F1, 2002-ben; F2, 2003-ban), valamint a bányászati műveletek szolgáltatták. A fúrások egy intruzív test jelenlétét mutatták ki (hornblendés-piroxénes mikrodiorit és annak breccsásodott öve). A bányászati műveletek széles sávban hidrotermálisan elváltozott és olykor ásványosodott kőzeteket észleltek (agyagásványosodás, kovásodás, karbonátosodás, turmalinosodás, piritesedés). Az ércásványokat főként pirit és markazit, alárendelten szfalerit, ilmenit, rutil, magnetit és hematit képviseli.

E geofizikai és földtani adatok alátámasztására megemlítünk egy jelenleg lápos mélyedést, amelyet Ördög-tónak neveznek. Ez egy hajdani krátertó maradványa. A láp peremén homokot és egy tőzegpadot találtunk, az utóbbit magasabb helyzetben, mint a láp jelenlegi pereme.

Mindezek amellett szólnak, hogy az Ördög-tó – Komsa-hegy területén egy vulkáni szerkezet van.

Abstract

În cursul anului 2002, cu ocazia efectuării prospecţiunilor geologice în munţii Harghita de Nord, în urma unor caracteristici morfostructurale şi geologice, am ajuns la concluzia că prezenţa aparatului vulcanic Köves (Stânca), conturat în zona de obârşie a pârâului Şicasău în regiunea Lacul Dracului – Dealul Comşa (bazată pe datele prospecţiunilor aeromagnetometrice şi gravimetrice de SUCEAVĂ & PROCA 1970; CRISTESCU et al. 1971), în imediata vecinătate vestică a craterului Ostoroş, este o existenţă obiectivă.

Argumentele principale pentru existenţa acestui aparat vulcanic a fost adus de rezultatele lucrărilor miniere uşoare şi ale forajelor geologice F1 şi F2 Comşa (100 m). Forajele au interceptat un corp intrusiv (microdiorite porfirice cu hornblendă şi piroxeni) pe alocuri brecifiat şi afectat de procesele hidrotermal-metasomatice. Lucrările miniere uşoare au evidenţiat zone mari afectate de procesele hidrotermale (argilizări, silicifieri, carbonatări, turmalinizări piritiăzri). Activitatea metalogenetică, legată de procesele hidrotermale care au fost sărace în sulf, a rezultat o mineralizaţie polimetalică, cu următoarele minerale: pirită, marcasită, sfalerit, ilmenit, rutil, magnetit şi hematit.

Datele geofizice sunt susţinute şi de existenţa unei zone depresionare, care găzduieşte o mlaştinăturbărie, denumită Lacul Dracului, care de fapt este rămăşiţi unui lac intracraterial în retragere. Fosta existenţă al acestui lac este argumentată de prezenţa unui depozit de nisip, identificat în partea sudestică al acestei turbării, şi de prezenţa turbei la cote diferite de nivelul actual.

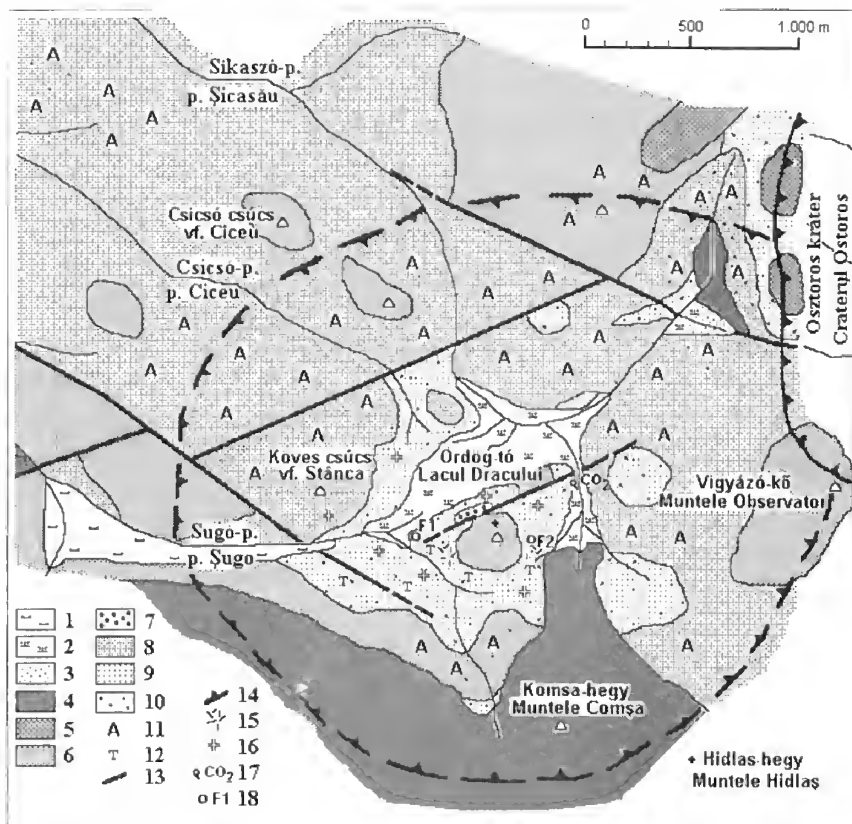
Bevezető

A 2002-es év folyamán, az Észak-Hargita hegységben végzett földtani kutatások alkalmával, bizonyos geomorfológiai és geológiai jellemzők alapján (egy süllyedék jelenléte az Ördög-tó – Komsa-hegy területén; hidrotermás-metaszomatikus mállási folyamatok jelenléte) ismét felvetődött a Sikaszó-patak forrásvidékén, az Osztoros-kráter közvetlen nyugati szomszédságában lévő kövesi (Stânca) vulkáni szerkezet létének a lehetősége. E vulkáni szerkezet feltételezése a légimágneses és gravimetriás méréseken alapult (SUCEAVĂ & PROCA 1970; CRISTESCU et al. 1971). A „Stânca-kráter" elnevezést CRISTESCU et al. (1971) adták az Ördög-tó észak-nyugati oldalán található Stânca (Köves-) csúcs után.

Az 1975-ben SETEL és társai, az ezen a területen végzett földtani kutatások alapján (SETEL et al. 1976), arra a következtetésre jutottak, hogy e vulkáni szerkezet nem igazolható. Ezzel szemben, a 2002–2003-ban végzett geológiai feltárások (terepi kutatás, kutatóaknák és árkok, geológiai fúrások) új adatokkal szolgáltak a fentebb említett vulkáni szerkezet megítéléséhez.

Az Ördög-t–Komsa-hegy földtani felépítése

A kutatott terület az Észak-Hargitában található, amely a Kelemen–Görgényi–Hargita hegylánc neogén–kvarter mészalkáli vulkanizmusának szerves része. A K/Ar kormeghatározások alapján, a vulkáni tevékenység ebben a térségben a késő-pontusi–kora-dáciai korszakra (6,3–5,9 millió év, SZAKÁCS & SEGHEDI 1995) tehető.



1. ábra. Az Ördög-tó–Komsa-hegy környékének földtani térképe (Észak-Hargita-hegység – IONESCU & LACZKÓ 2002). 1. kőfolyás, 2. tőzegláp, 3. homok, 4. piroxénandezit, 5. hornblendeandezit, 6. piroxén-hornblendeandezit, 7. piroklaszt, 8. hornblende-piroxénandezit, 9. hidrotermásan mállott kőzetek (agyagosodás ± piritesedés), 10. kovásodás, 11. gyenge agyagosodás ± piritesedés, 12. turmalinosodás, 13. vető, 14. kráterperem, 15. breccsásodott terület, 16. benyomulásos test, 17. ásványvíz forrás, 18. fúrás

Fig. 1 Geological map of Lacul Dracului – Comşa Hill area (Northern Harghita Mountains – IONESCU & LACZKÓ 2002): 1 rock stream, 2 peat bog, 3 sand deposit, 4 pyroxene andesites, 5 andesites with hornblende, 6 andesites with pyroxene and hornblende, 7 pyroclastites, 8 andesites with hornblende and pyroxene, 9 hydrothermally altered rocks (argillitization ± pyritization), 10 silicification, 11 light argillitization ± pyritization, 12 tourmalinization, 13 faults, 14 crater rim, 15 breccifiated zones, 16 intrusive body, 17 mineral water spring, 18 borehole

Fig. 1 Harta geologică a zonei Lacul Dracului – Dealul Comşa (Munţii Harghita de Nord – IONESCU & LACZKÓ 2002): 1. grohotiş, 2. mlaştină-turbărie, 3. depozit de nisip, 4. anedzite piroxenice, 5. andezite cu hornblendă, 6. andezite cu piroxeni şi hornblendă; 7. piroclastite; 8. andezite cu hornblendă şi piroxeni; 9. roci alterate hidrotermal (argilizări ± piritizări); 10. silicifiere; 11. argilizări slabe ± piritizări; 12. turmalinizare; 13. falii; 14. margine de crater; 15. zone brecifiate; 16. corp magmatic intrus; 17. izvor de apă minerală; 18. foraj

A környéken fellelhető kőzetek három szomszédos vulkáni szerkezet kitörési termékei: Köves- (Stânca) kráter, Osztoros-kráter és Ivó-Kokojzás-kráter. Ezeknek a vulkánoknak a tevékenysége következtében az alábbi kőzettípusok jöttek létre (*1. ábra*):

– Köves kráter: hornblende-piroxénandezit, piroxén-hornblendeandezit, lapilli tufák (IONESCU & LACZKÓ 2002);

– Osztoros kráter: hornblendeandezit, piroxén-hornblendeandezit, lapilli tufák (STANCIU 1976);

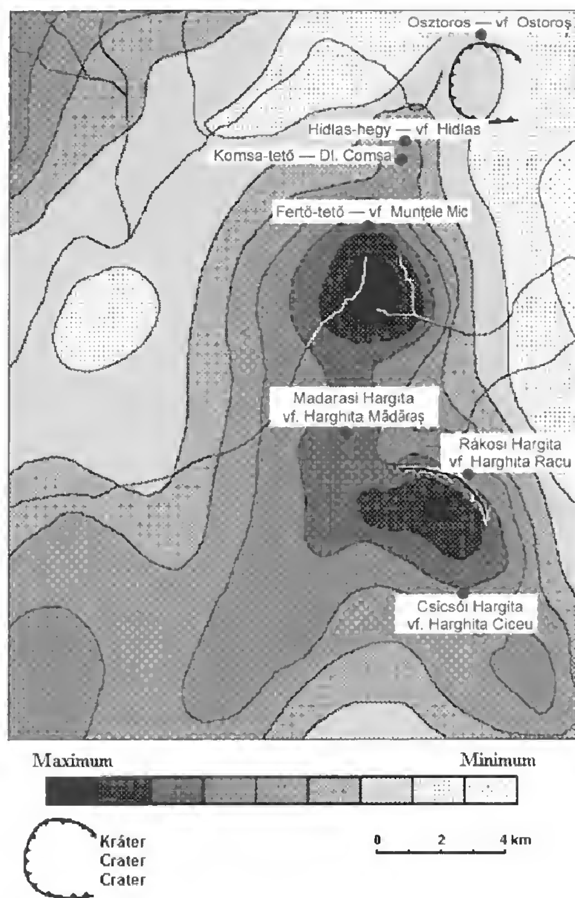
– Ivó–Kokojzás kráter: piroxénandezit (STANCIU 1982).

Geofizikai adatok

A SUCEAVĂ & PROCA (1970) által a dél-görgényi és az észak-hargitai hegyekben végzett gravimetriai kutatás eredményeként egy gravitációs maximum azonosítható a Komsa-hegy területén, amely egy jelentős méretekkel rendelkező szubvulkáni test jelenlétére utal (*2. ábra*). Megjegyzendő, hogy ez a gravimetriai pozitív anomália jóval markánsabb mint a szomszédos Osztoros-kráter gravitációs maximuma.

1971-ben, CRISTESCU et al., a légimágneses mérési adatok és a SUCEAVĂ & PROCA (1970) által végzett gravitációs mérések eredményei alapján kiadtak egy szerkezeti térképet Dél-Görgény és Észak-Hargita vidékéről, amelyben a Síkaszó- és a Sugó-patakok forrásvidékén egy vulkáni szerkezetet tüntetnek fel (*3. ábra*). Ezt a vulkáni szerkezetet (negatív anomália) hat szubvulkáni test (pozitív anomália) és egy gyűrűs-sugaras vetőrendszer veszi körül, amely a vulkáni szerkezetek jellemzője.

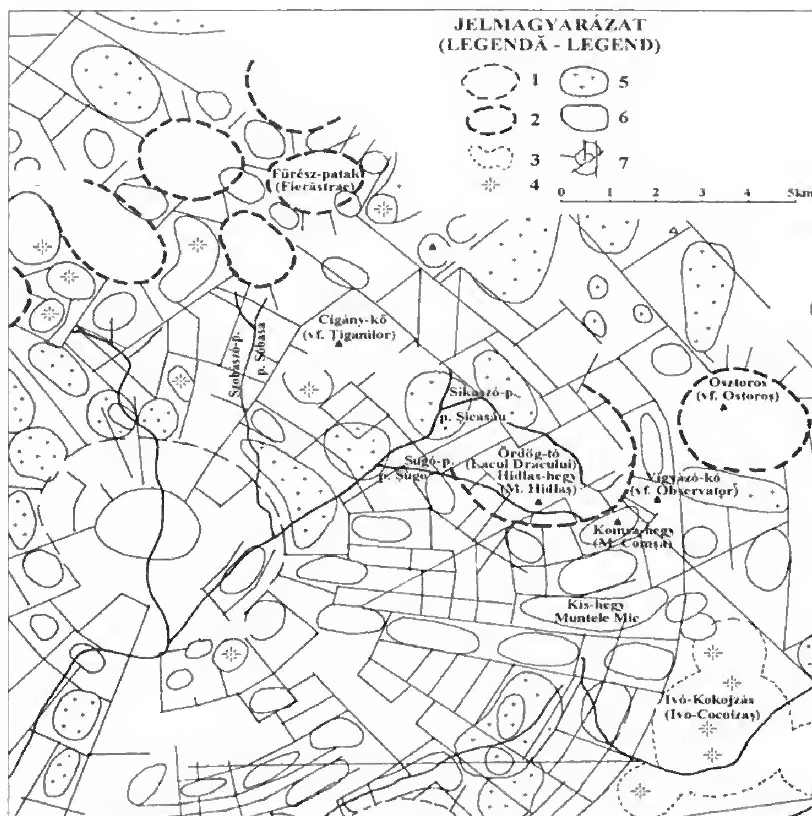
A fentebbi geofizikai adatokat kiegészítendő, megemlítjük, hogy a IONESCU et al. (1985) által



2. ábra. Gravimetriai anomáliák a dél-görgényi és az észak-hargitai hegyekben (SUCEAVĂ & PROCA 1970).

Fig. 2 Gravimetric anomaly in Southern Gurghiu and Northern Harghita Mountains (according to SUCEAVĂ & PROCA 1970).

Fig. 2. Anomalii gravimetrice în munţii Gurghiu de Sud şi Harghita de Nord (după SUCEAVĂ & PROCA 1970)



3. ábra. A dél-görgényi és az észak-hargitai hegyek áttekintő szerkezeti képe (a légimágneses térkép értelmezése – CRISTESCU et al. 1971). 1. főbb tektonovulkáni szerkezetek, 2. vulkáni szerkezet, 3. mágneses anomáliával rendelkező vulkánok, 4. kitörési központ, 5. intruzív test, 6. lávafolyásos szubvulkanikus terület, 7. vetőrendszer

Fig. 3 Structural map of the central zone of the Southern Gurghiu and Northern Harghita Mountains (interpretation of aeromagnetometric map – according to CRISTESCU *et al. 1971). 1 major tectonovolcanic structure, 2 volcanic structures - crater, 3 volcanic structures anomaliously magnetized, 4 eruption centers, 5 intrusive body, 6 subvulcanic zones with lava flows, 7 fault systems*

Fig. 3. Harta structurală a munţilor Gurghiu de Sud şi Harghita de Nord în zona văii Şicasău (interpretarea hărţii aeromagnetometrice după CRISTESCU *et al. 1971). 1. structuri tectonovulcanice majore, 2. structuri vulcanice crateriale, 3. aparate vulcanice magnetizate anormal, 4. centre de erupţie (canale de aducţie ale lavelor), 5. înrădăcinări, 6. corpuri subvulcanice, erupţii cu caracter linear, apofize, etc., 7. sisteme de fracturi*

mért, ÉK–DNy megnyúlási iránnyal rendelkező mágneses minimum, amely a Marosfő-transzformvetővel azonosítható, egybeesik a Reketyés dacitdóm – Osztoros-kráter – Köves-kráter nyomvonallal. Amint tudjuk, ezek az ÉK–DNy irányultsággal rendelkező törésvonalak igen fontos szerepet játszottak a Kelemen–Görgényi–Hargita neogén–kvarter vulkanikus ív kialakulásában (BALINTONI et al. 1995; SEGHEDI et al. 2004).

Érvek és diszkusszió

Az előző fejezetben leírt geofizikai értelmezések alátámasztására megemlítjük a gravitációs maximum és a nyomelemdúsulás közepén mélyített kutatófúrások eredményeit, a hidrotermás-metaszomatikusan átalakult övezetet a kutatott terület központi részén és egy igen jelentős süllyedék jelenlétét, ahol jelenleg az Ördögtónak nevezett tőzegláp található.

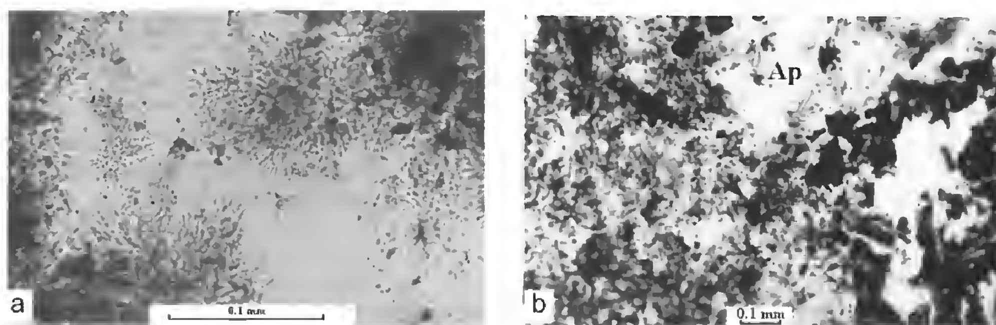
A földtani kutatófúrások eredményei

Az F1-Komsa fúrás (100 m), amely az Ördög-tó délkeleti részén, a Hidlas-hegy északkeleti oldalán mélyült, egy porfíros hornblende-piroxén mikrodiorit intruzív testbe hatolt, amely az erőteljes hidrotermális-metaszomatikus folyamatok (agyagásványosodás, kovásodás, karbonátosodás, turmalinosodás, piritesedés) hatására elváltozott. Helyenként szórt és eres ércesedést is tartalmaz (pirit, markazit ± magnetit ± hematit). Ennek a mélységi testnek a kiömlési megfelelője a hornblende-piroxénandezit, amely nagy területen található a környéken (*1. ábra*).

Az F2-Komsa fúrás (100 m), amely az Ördög-tó déli részén, a Hidlas-hegy keleti oldalán található (400 m-re az F1-től), szintén a fentebb említett intruzív testbe hatolt. Ebben a fúrásban a porfíros hornblende-piroxén mikrodiorit intruzív test a 73–90 m szakaszban erősen breccsásodott. A breccsa elemeit (porfíros hornblendepiroxénmikrodiorit) egy kovás-turmalinos kötőanyag fogja össze, amelyben pirit, markazit, hematit és magnetit található. A hidrotermás-metaszomatikus oldatok aktivitása jól nyomon követhető az egész kőzetoszlopban.

A hidrotermás-metaszomatikus folyamatok

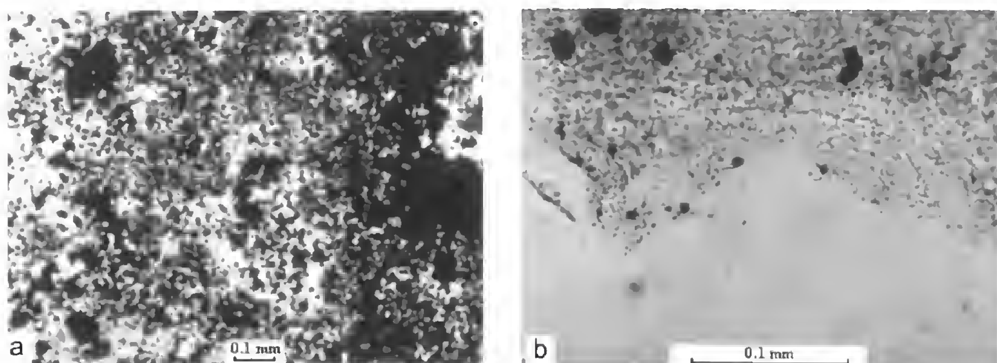
A hidrotermás-metaszomatikus folyamatok kifejlődését a vető- és repedésrendszerek, a breccsásodott zónák, a kőzethatárok és a kőzetek kémiai, ásványtani és szerkezeti tulajdonságai határozták meg. Ezek a hidrotermás oldatok főként a



4. ábra. Hidrotermálisan bontott porfíros hornblende-piroxénmikrodiorit. a) turmalinosodott kőzet (dravit) – 1N (Laczkó 2003); b) hidrotermás oldatokból lerakódott apatit (Ap) – 1N

Fig. 4 Hydrothermal alterated porphyric microdiorite (F1 borehole): a) tourmalinization (dravite) – 1N (Laczkó 2003); b) apatite crystals precipitated from the hydrothermal fluids (Ap) – 1N

Fig. 4. Microdiorit porfiric transformat hidrotermal (forajul F1): a) turmalinizare (dravit) – 1N (Laczkó 2003); b) apatit hidrotermal (Ap) – 1N



5. ábra. Breccsa az F2-es fúrásból (80 m): a) agyagásványosodott, kovásodott, piritesedett – N+; b) gyengén turmalinosodott – 1N

Fig. 5 Breccia from the F2 borehole (80 m). a) Pyritizated, argilizated, silicifiated N+, b) lightly turmalinizated 1N

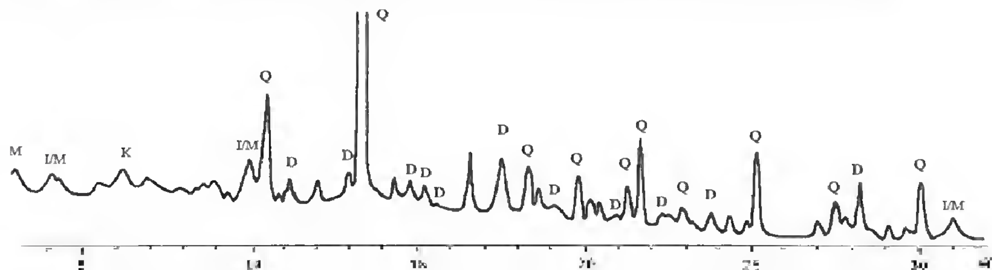
Fig. 5. Brecie din forajul F2 (80 m): a) piritizată, argilizată, silicifiată – N+; b) slab turmalinizată – 1N

hornblende-piroxénandezitet és a Sugó-patak forrásvidéke körül található lapillitufákat, alárendelten a piroxén-hornblendeandezitet érintették. A szin- és posztmagmatikus átalakulásokat a propilitesedés, szericitesedés, agyagásványosodás, kovásodás, karbonátosodás, turmalinosodás és a piritesedés képviseli.

A hidrotermás-metaszomatikus folyamatok közül a legjelentősebb az agyagásványosodás, amely az egész területen fellelhető (montmorillonit, illit/montmorillonit, kaolinit). A kovásodás, turmalinosodás és a piritesedés főként a Sugó-patak nyugati oldalán található lapilli tufákat és a porfíros hornblende-piroxénmikrodiorit testet érinti (*4a. ábra*).

Az F1-es fúrásban, a turmalin kristályok mellett hidrotermás oldatokból lerakódott apatit kristályok is azonosíthatók (*4b. ábra*).

A kutatott területen a kénben szegény hidrotermás rendszerhez kötődő ércképző folyamatok szegény ásványosodást hoztak létre (*5. ábra*). A kutatott terület jellemző ércásványait főként a pirit és a markazit, alárendelten a szfalerit, ilmenit, rutil, magnetit és a hematit képviseli (SETEL et al. 1976; IONESCU & LACZKÓ 2002).



6. ábra. Röntgensugaras diffraktogram (DRON-3, Cu-antikatód, K_α radiáció, λ=1,54051 Å). Dravit (D), kvarc (Q), montmorillonit (M), illit/montmorillonit (I/M) és kaolinit (K) – F2 fúrás, 35 m

Fig. 6 X-ray powder diffraction spectrum (DRON-3, Cu-anticathode, radiation K_α with λ=1,54051 Å). Dravite (D), quartz (Q), montmorillonite (M), illite/montmorillonite (I/M) and kaolinite (K) – F2 drill, 35 m

Fig. 6. Spectru de difracţie a razelor X (DRON-3, anticatod de Cu, radiaţie K_α cu λ=1,54051 A). Dravit (D), cuarţ (Q), montmorillonit (M), illit/montmorillonit (I/M) şi caolinit (K) – F2, 35 m

Az ércásványok telérmeddője kvarcból, turmalinból (dravit változat), kalcitból és agyagásványokból (montmorillonit, illit/montmorillonit, kaolinit) tevődik össze (*6. ábra*).

A színkép (félmennyiségi – Plan Gitter Spectrograph 2 – a S.C. „Geolex" S. A. csíkszeredai laboratóriuma) és a kémiai (mennyiségi – hagyományos – a S. C. „Prospecţiuni" S. A., bukaresti laboratóriuma) elemzések alapján azonosított litogeokémiai anomáliák rátevődnek a hidrotermás oldatok által legjobban átjárt területre a Hidlas-csúcs körül. A Hidlas-csúcsot egy későbbi kitöréses termék, a piroxén-hornblendeandezit borít be. A kutatott terület nyomelemdúsulásai a következők: Ag: 2 g/t, Au: 0,01 – 0,02 g/t, B: 1000 – 3000 ppm, Bi: 10 ppm, Mo: 10 ppm, Sn: 10 – 200 ppm.

Felszínalaktan

SETEL et al. (1976) szerint az Ördög-tó vidékének jelenlegi geomorfológiáját a Csicsó- és a Síkaszó-patakok által a Sugó-patak forrásának, a hátravágódás következtében való többszöri befogása hozta létre. Az említett szerzők szerint, az Ördögtónak nevezett tőzegláp kialakulásában ezen túlmenően bizonyos kőzettani tulajdonságoknak is szerepük volt.

Meglátásunk szerint, a Sugó-patak forrásának a befogása csak a Köves kráter északi peremének a Csicsó- és a Síkaszó-patakok általi lerombolása után jöhetett létre. A kráterperemet, egy északnyugat-délkelet irányú vető mentén először a Sugó-patak (mely napjainkban is igen erős reliefenergiával rendelkezik) törte át nyugat felől, majd később a Csicsó- és a Síkaszó-patakok észak felől. A patakok folytonosan rombolták a kráter északi peremét és lépésről lépésre lecsapolták a kráterudvarban található tavat, helyet adva így a jelenlegi tőzeglápnak.

Egy kráterudvarbeli tó egykori jelenlétét a Köves-kráter belsejében, az általunk azonosított, az Ördög-tó-láp délkeleti részén található homokösszlet is igazolja, amely hasonló a Szent Anna-tó (Dél-Hargita) területén fellelhető homoklerakódásokhoz. E tó egykori létezését az is alátámasztja, hogy a kiszáradt tőzegmoha, a központi részhez viszonyítva, folytonosan jelen van különböző szinteken a tőzegláp körül, hasonlóképpen a dél-hargitai Lucs tőzegláp esetéhez (KARÁTSON 1992).

Az Ördög-tó – Komsa-hegy terület magmás és utómagmás fejlődéstörténete

A jelenlegi ismeretek alapján, a kutatott terület magmás és utómagmás fejlődéstörténete a következő volt:

1. a porfíros hornblende-piroxén mikrodioritest benyomulásával és a kiömlési megfelelőjének a felszínreömlésével kialakult a Köves (Stânca) kráter;
2. a lapillitufa lerakódása az Ördög-tó területén;
3. a piroxén-hornblendeandezit láva kiömlése, amellyel a Köves-kráter kitörési tevékenysége lezárul. Ez a típusú andezit, a lepusztulásnak köszönhetően, jelenleg csak a magasabban fekvő területeken (Sugó-patak nyugati oldala), a környező csúcsokon (Csicsó-, Vigyázó-kő, Hidlas-, Köves-csúcs) és helyenként foltokban található (a Sugó- és Csicsó-patakok közti gerinc);

4. a hidrotermás-metaszomatikus folyamatok a kőzetek mállásához és ásványosodásához vezettek. Ezek a folyamatok főként a hornblende-piroxénandezitet és a lapilli tufákat, alárendelten a piroxén-hornblendeandezitet érintették;
5. délnyugatról, az Ivó-Kokojzás-kráter felől ezt masszív piroxénandezit lávafolyás követte, amely betakarta a Köves-kráter déli és délnyugati oldalát. A lávafolyás alól, a vetők mentén helyenként elő-elő bukkannak a hidrotermálisan mállott kőzetdarabok;
6. a kitöréses tevékenység végeztével egy viszonylag mély krátertó alakult ki;
7. a Sugó-patak egy tektonikai vonal mentén, északnyugat felől, lassan áttörte a kráter peremét;
8. a hátravágódás következtében megkezdődött a krátertó lecsapolása, a Sugó-patak forrásvidéke lassan az Osztoros-kráter nyugati pereméig hátrált;
9. a hátráló eróziónak köszönhetően, a Csicsó- és a Síkaszó-patakok áttörték a kráter északi peremét és befogták a Sugó-patak forrását; a krátertó teljesen lecsapolódott, csak egy sekély tavacska maradt hátra, amely idővel tőzegláppá alakult; a tőzegláp közepén kiemelkedő litológiai küszöb elválasztja a Síkaszó- és a Sugó-patakok völgyét, így az utóbbi patak fő folyása irányt változtatott (NyÉNy–KDK), átvéve egy déli mellékpatak folyását;
10. az utómagmás tevékenység végső felvonásaként az Ördög-tó déli részén gyenge gázömlések (CO_2, H_2S) és egy ásványvízforrás alakult ki.

Következtetések

Az Észak-Hargitában található Ördög-tó területén végzett gravitációs mérések segítségével, SUCEAVĂ & PROCA (1970) egy nagyméretű benyomulásos test jelenlétét mutatta ki. A gravimetriai méréseknek az eredményeit összevetve a légimágneses mérések eredményeivel, CRISTESCU (in CRISTESCU et al. 1971) felveti egy vulkáni szerkezet jelenlétének lehetőségét, melyet Stânca (Köves-) kráternek nevezett el. A SETEL et al. (1976) által ezen a területen végzett földtani kutatás eredményei e vulkáni szerkezet jelenlétét nem támasztották alá.

Az új földtani adatok alapján, melyek a 2002–2003 évek során végzett földtani kutatások folyamán gyűltek össze (terepi kutatás, bányamunkálatok, fúrások), újra felvetődött a fentebb említett vulkáni szerkezet létének lehetősége.

Így, az Ördög-tótól délre létesített kutató aknák és árkok majdnem mindegyike, a hidrotermás-metaszomatikus folyamatok által erősen mállott kőzeteket tárt fel (agyagásványosodás, kovásodás, turmalinosodás, karbonátosodás, piritesedés), melyek néha ércásványokat is tartalmaznak (pirit, markazit, alárendelten szfalerit, ilmenit, rutil, magnetit, hematit). Az F1-es és az F2-es fúrások (100 m), az Ördög-tó nyugati oldalán, a gravitációs maximum közelében, egy porfíros hornblende-piroxénmikrodiorit intruzív testet tártak fel, amely helyenként erősen mállott, breccsásodott és ásványosodott (pirit, markazit, magnetit, hematit). A legjelentősebb nyomelemdúsulás ezen a területen található. A geofizikai és földtani adatokat egy hajdani krátertó maradványának a jelenléte is alátámasztja (Ördög-tó lápja).

Mindezek az adatok egyértelműen igazolják a Köves-kráter létezését.

Irodalom – References

BALINTONI, I., SEGHEDI, I. & SZAKÁCS Al. 1995: Geotectonic framework of the neogene volcanism in Romania. – *R.J. of Stratigraphy* 76/7, 7–8. I.G.R. Bucureşti.

CRISTESCU, Tr., ŞTEFANIUC, Al., ENĂCHESCU, M. & VELICIU, R. 1971: Professional report. Unpubl. (Prospecţiuni aeromagnetometrice de detaliu (AT) în munţii Gurghiu – Harghita (jud. Mureş, Covasna şi Harghita), conţinând un program orientativ de lucrări geofizice şi de foraj pentru descifrarea structurii geologice de adâncime şi identificarea zonelor de perspectivă pentru minereuri feroase şi neferoase.), 45 p, S.C. Geolex S.A. archives, Miercurea Ciuc.

IONESCU, Fl., POLONIC, P & TEODORESCU, Vl. 1985: Structura adîncă a ariei acoperite de vulcanitele neogene din zona munţilor Călimani – Gurghiu – Harghita. – *St. Cerc. Geol., Geogr., Geof., Geofizică* 23, 44–52, Bucureşti.

IONESCU, L. & LACZKÓ, A. A. 2002: Professional report. Unpubl. (Raport geologic privind lucrările de prospecţiuni executate pentru cercetarea mineralizaţiilor auro-argentifere şi de sulfuri polimetalice din perimetrul Comşa (Munţii Gurghiu de Sud şi Harghita de Nord, judeţul Harghita) – Kézirat, 51 p., S.C. Geolex S.A. archives, Miercurea Ciuc.

KARÁTSON D. 1992: Kárpáti tűzhányók elsődleges formakincse és lepusztulásának mértéke az összehasonlító morfometria tükrében. – Doktori értekezés – ELTE Természetföldrajzi Tanszék, Budapest.

LACZKÓ, A. A. 2003: The presence of tourmaline in the Harghita Mountains' volcanic structures. – *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Geologia – Special Issue*, 53–55.

SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, Al., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROŞU, E., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E. & PANAIOTU, C. 2004: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. – *Lithos* 72, 117–146.

SETEL, M., SETEL, A. & SZAKÁCS, Al. 1976: Professional report. Unpubl. (Raport Geologic – Prospecţiuni şi studii geologice pentru elemente rare şi disperse şi sulfuri polimetalice în vulcanitele neogene din munţii Harghita, perimetrul Vârghiş şi dealul Comşa, jud. Harghita.). – Kézirat, 65 p., S.C. Geolex S.A. archives, Miercurea Ciuc.

STANCIU, C. 1976: Transformări hidrotermale în craterul Ostoroş (foraj 3) din Munţii Harghita. – *D. S. Inst. Geol.* 62/1, 199–213, Bucureşti.

STANCIU, C. 1982: Sructura eruptivă de la Mădăraşul Mare din partea centrală a Munţilor Harghita. – *D. S. Inst. Geol. Geof.* 67/1, 127–146, Bucureşti.

SUCEAVĂ, M. & PROCA, A. 1970: Prospecţiuni gravimetrice în munţii Gurghiu şi Harghita de Nord. Studii şi cercetări de geofizică aplicată. – *St. Tehn. Econ., seria D*, 7, 89–106, Bucureşti.

SZAKÁCS, Al. & SEGHEDI, I. 1995: Time-space evolution of Neogen–Quaternary volcanism in the Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain. – *R. J. of Stratigrafy* 76, 24 p., Bucureşti.

SZAKÁCS, Al. & SEGHEDI, I. 1996: Volcanoclastic sequences around andesitic stratovulcanous East Carpathians. – *R. J. of Petrology* 77, 55 p., Bucureşti.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 28

Földtani Közlöny 136/1, 157–160. (2006) Budapest

Rövid közlemények

Az 1949–2004 között az ELTE-n végzett geológusok elhelyezkedési lehetőségei

KOVÁCS József[1] – VÉGH Sándorné[1]

(4 ábra)

Bevezetés

Az ELTE kutató geológus képzése az ország kis létszámú egyetemi szakterületei közé tartozik. A közelmúltban olyan vélemények is elhangzottak, hogy a képzés akár meg is szüntethető, olyan kevés geológusra van szükség. A hallgatói létszám utóbbi években történt növekedése láttán pedig többen azt az aggodalmukat fogalmazták meg, miszerint nem lesz állása a végzetteknek. Amint ez a későbbiekben látható lesz, ezeket az aggodalmakat a piaci igények nem igazolták vissza. További állandó kérdés, hogy a jelenleg is folyamatban levő tantervi átalakítások milyen lehetőségeket zárnak be, vagy nyitnak ki a fiatal szakemberek előtt? Ezekre a felvetésekre természetesen a szakma minden résztvevőjének van valamilyen válasza, ami vagy megalapozott, vagy csak egyetlen tapasztalatot rögzít és ezért csak egy szeletét mutatja a valóságnak.

A képzés szempontjából az a legfontosabb, hogy az utóbbi évek adatai alapján kapjunk információt annak eldöntésére, hogy a végzettek szempontjából, helyes irányban, megfelelő szakmai tartalommal és megfelelő létszám mellett folyik-e a geológus képzés? Más szóval: a képzés meg tud-e felelni és milyen hatásfokkal a piaci igényeknek?

Adatgyűjtés, vizsgálat, eredmények

Az objektív véleményalkotás lehetőségét teremtették meg az ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszékének dolgozói azzal, hogy a képzés fennállása óta végzettek névsora alapján gyűjtötték össze, hogy ki hol helyezkedett el a végzés után. A jelen és múltbeli folyamatok jobb megismeréséhez célszerű a rendszerváltás előtti és utáni időszakot külön vizsgálni.

1949–2003 között 928 hallgató kapott kutató geológus diplomát. Ez azt jelenti, hogy átlagosan 16–17-en végeztek évente. A statisztikai szórás 6,7. Ennél többet mond az úgynevezett relatív szórás, aminek értéke a teljes vizsgált időszakra 39,8%. Ez utal arra, hogy nagy számbeli változások történnek a hallgatói létszámban egyik évről a másikra. Ezt alátámasztja néhány adat. 1957-ben egy hallgató kapott diplomát, de 6–7 főből álló évfolyamok gyakran előfordultak. A legnagyobb létszámok az 1950-es években voltak, évfolyamonként átlagosan több mint 20 diákkal. A minimum az 1990-es években következett be, ugyanakkor, ha a jelenlegi évtized eddigi

[1] ELTE, Természettudományi Kar, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

tendenciái tovább folytatódnak, várható, hogy az átlagos létszám magasabb lesz az 1950-es évek átlagánál.

Vizsgáljuk meg a továbbiakban, a végzettek közül mennyien és milyen típusú álláshoz jutottak és milyen alapelvek mentén sorolhatók kategóriákba. Alapvetően négy csoport meghatározása volt célszerű:

1. gyakorlati, alkalmazott földtani munkát végző cégek, vállalatok, tervező egységek,

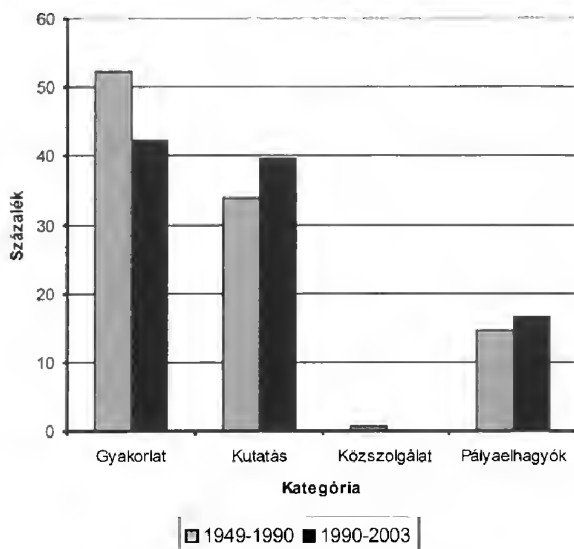
2. kutatóintézetek, egyetemek, főiskolák (Ide kerültek Központi Földtani Hivatal és a Magyar Állami Földtani Intézet egyes egységeiből a közelmúltban létrejött Magyar Geológiai Szolgálat alkalmazottai és a doktorandusz hallgatók, attól függetlenül, hogy milyen szakterületen tevékenykednek. Az MGSZ legtöbb munkatársa például alkalmazott földtani feladatokat lát el.),

3. közigazgatási intézmények, így minisztériumok, hatóságok dolgozói,

4. pályaelhagyók, mely kategória magában foglalja azokat is, akikről nincs információnk, illetve akik külföldiek és/vagy külföldön élnek.

Jól látható, hogy a harmadik csoport egyértelműen munkajogi viszonyt mutat be, az első kettő pedig a szakmában elfoglalt helyzetet jelöli. Minden esetben az utóbbi szempontot tartottuk fontosabbnak, ezért lehetséges, hogy a harmadik csoportban levők száma nagyon kevés. Annak megítélése, hogy ha egy személy többször is munkahelyet változtatott, melyik csoportba kerüljön, nehézségeket okozott. Általános elvként követtük, hogy az első, – illetve ott, ahol ez rövid ideig tartott – a szakmai karrier folyamán a leghosszabb, vagy legjellemzőbb munkaviszonyt vettük figyelembe.

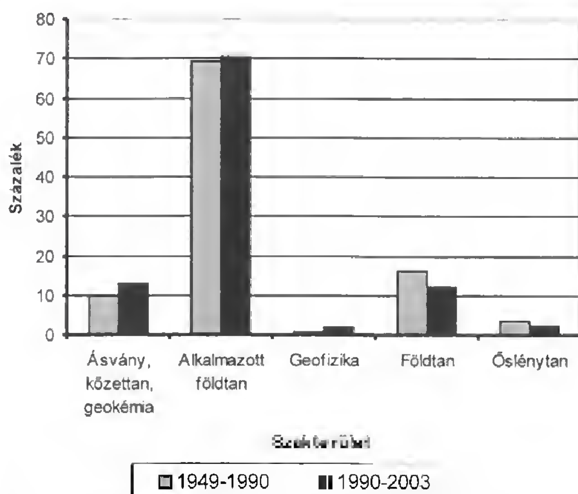
Ezekre a kategóriákra az 1990 előtti és utáni időszakra vonatkozó százalékos arányokat mutatja be az *1. ábra.* Ez alapján úgy tűnik, hogy a gyakorlati tevékenységet folytatók aránya csökkent, a kutatásban résztvevőkkel és a pályaelhagyókkal szemben. Ennek okát abban látjuk, hogy az 1990–2003 közötti időszak eleje a gazdasági és társadalmi változások hatásait tükrözi. Ebben az időben a pályaelhagyók aránya nem egy esetben elérte a 40–50%-ot!. Ezzel szemben a gazdasági viszonyok átrendeződése után a pályaelhagyók aránya jelentős mértékben csökkent és állandósult. Figyelemre méltó, hogy 1997–2003 között már csak 6–11% közötti értékeket mutat! A kutatásban résztvevők arányának növekedését az 1990-es évek közepén elindult doktori iskolák okozzák. Mivel itt a képzés ideje három év, az ebben résztvevők a kutatás kategóri-



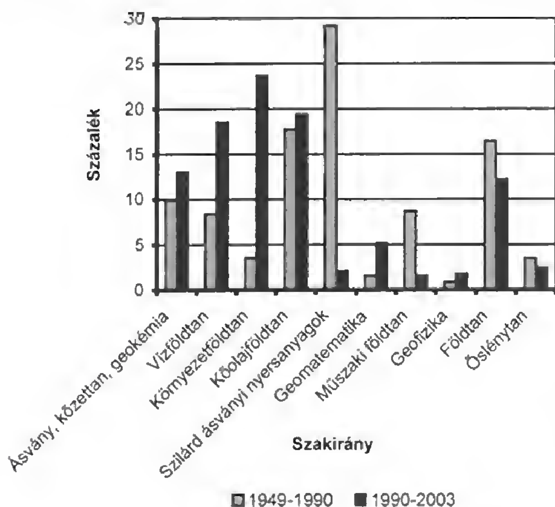
1. ábra. Elhelyezkedési kategóriák 1949–1990 és 1990–2003 között

ában többletként jelentkeznek az 1949–1990-es évekhez képest.

A 2. *ábrán* a szakmában maradtak (tehát a gyakorlat, kutatás, közszolgálat) szakterületenkénti elhelyezkedési arányai láthatók. A vizsgált időszakokban látványos arányeltolódások nem érzékelhetők. Megállapítható, hogy az alkalmazott földtan (vízföldtan, környezetföldtan, kőolajföldtan, szilárd ásványi nyersanyagok (ércek és vegyes ásványok) kutatása, geomatematika, műszaki földtan) területei jelentik a legnagyobb elhelyezkedési lehetőségeket a végzett szakemberek számára. Ez az arány a képzés fennállása óta 70% körüli. Természetesen a „nagy szám" mögött az alkalmazott földtan széles skálájának különböző arányai húzódnak meg. Ennek részletezését a 3. *ábra* mutatja. Célszerű megemlíteni, hogy főleg az utóbbi 15 év vonatkozásában néhány munkahelyről nehéz volt megállapítani hogy a víz- vagy a környezetföldtan, esetleg műszaki földtan a jelentősebb tevékenység. Megjegyzendő még, hogy a geomatematika területéhez soroltuk a számítástechnika, illetve a térinformatika területén elhelyezkedőket is. A legnagyobb változás a szilárd ásványi nyersanyagok kutatása területén látható. Érzékelhető, hogy ez az 1990-es évek után hirtelen megszűnt. Hasonló változás – bár lényegesen kisebb mértékben – ment végbe a műszaki földtan vonatkozásában is. Ugyanakkor óriási jelentőségű az a tény, hogy megnőtt az igény a víz- és környezetföldtanban képzett szakemberek iránt. Ennek alapján az a fontos megállapítás tehető, hogy a kutató geológus szakmának sikerült megtalálnia a társadalmi és gazdasági változások nyomán kialakult új helyzetben a helyét. Véleményünk szerint az új helyzethez való alkalmazkodást az 1980-as években létrehozott, a tanrendbe beépített szakosodási lehetőségek (víz- és környezet-

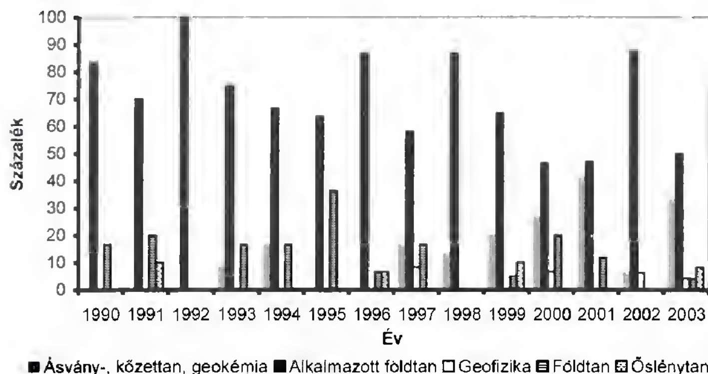


2. *ábra*. A szakmában dolgozók szakterületenkénti elhelyezkedési arányai 1949–1990 és 1990–2003 között



3. *ábra*. A szakmában dolgozók részletes szakterületenkénti elhelyezkedési arányai, különös tekintettel az alkalmazott földtanra 1949–1990 és 1990–2003 között

földtan, szilárd ásványi nyersanyagok, geomatematika), majd ennek az 1990-es évek elején történt módosításai (aminek során szakirányok száma csökkent, de jelentősen alkalmazkodott például a szénhidrogén kutatás igényeihez. Az utóbbi megvalósulását a Mol anyagilag is nagylelkűen támogatta) teremtették meg. Ennek eredménye, hogy voltak és vannak olyan képzett geológusok, akik rendelkeznek olyan ismeretanyaggal amivel az újonnan keletkezett piaci igényeket ki tudták és tudják elégíteni.



4. ábra. Az egyes szakterületeken elhelyezkedők évenkénti százalékos arányainak eloszlása 1990–2003 között

A *4. ábra* az egyes szakterületeken elhelyezkedők évenkénti százalékos arányainak eloszlását mutatja be. Megállapítható, hogy jelentős változékonyság van egyik évről a másikra, mindegyik szakterületen. Ennek okát abban látjuk, hogy az elhelyezkedéseket elsősorban a piaci igények és a doktori iskola együttes lehetőségei szabják meg, és ezek a tényezők önmagukban is nagy változékonyságot hordoznak. Természetesen az itt bemutatott százalékos átlagait láthatjuk a 2. *ábra* 1990-es évekre vonatkozó oszlopaiban.

Következtetés

A végzett szakemberek túlnyomó része a szakmában maradt. Amint ez várható volt, leginkább az alkalmazott földtan különböző területei biztosítják a felvevő piacot. Ez egyúttal azt is jelenti, szükséges az erős földtani alapképzés, hiszen csak megfelelő alapozás mellett lehet az alkalmazott földtant magas szinten művelni. A végzettek nagy számban érintkeznek más területek szakembereivel. Ezért fontos azoknak a tárgyaknak a megtartása, amelyek biztosítják, hogy a geológusok ké-pesek legyenek a mérnökök, illetve más szakterületeken dolgozók partnereivé válni.

A jövőre nézve, a napjainkban folyó tantervi reform kapcsán, felvetődik a kérdés, hogy a kétszintű képzés második részében (M.Sc.) a megfelelő földtani alapozás után, az oktatásnak milyen szakosodási irányokra kell és érdemes fókuszálnia és ez milyen terheket ró az oktatásra. Mindenképpen figyelembe kell venni a hallgatók piacorientált gondolkodását, és figyelni kell arra a tényre is, hogy az adott szakirányban képzetlen, de munkát vállaló frissen végzett hallgató tevékenysége az egyetemre és a képzésre vonatkozóan kritikát indikálhat. Ugyanakkor tudomásul kell vennünk, hogy a természettudományos felsőoktatásnak nem lehet kizárólagos célja a piaci igények kiszolgálása.

A geológia piachoz illeszkedő, alkalmazott tudományként csak akkor lehet sikeres, ha hosszútávon biztos alapot nyújtó természettudományos ismeretekkel vértezi fel hallgatóit.

Földtani Közlöny 136/1, 161–162. (2006) Budapest

Fórum

Néhány gondolat a Földtani Közlöny Fórum (A Föld bolygó éve) című cikkéhez (2005, 135/3, pp. 483–488)

Mindenekelőtt örülök annak, hogy az IUGS és az UNESCO végre felismerte, hogy mekkora szakadék tátong a mindennapi gyakorlatban alkalmazott oktatás és a valóság között. Ámde, ha ezt valaki magánemberként próbálja áthidalni, akkor majdnem biztos kudarcra van ítélve. Ezért jó, ha egy magasabb testület is úgy érzi, hogy felelősséget vállal egy olyan szervezet kialakításáért, amely koordinálná az egyes tudományágakban specialistának számító szakemberek és a közoktatás kapcsolatát.

Több, részemről eredménytelennek bizonyuló kísérlet után szeretném a geológus kollégák figyelmét felhívni a geológus szakma és a közoktatás együttműködési problémáinak néhány forrására:

– az egyéni kezdeményezők mögött nincs háttér,

– minden intézmény tart attól, hogy nekik az együttműködés igénybe veszi az amúgy is szűkös pénzügyi erőforrásaikat,

– néhány kivételtő eltekintve – ezt volt alkalmam tapasztalni – a földrajztanárok igen alacsony szintű ismereteket közölnek a szakmánkról,

– egy másik oka az oktatási intézmények meglehetősen visszafogott magatartásának az, hogy a geológusok által nyújtott többlettudást nehezen tudják beilleszteni a már meglévő követelményrendszerbe: hiszen számukra adottak a már meglévő feladatlapok-tesztkérdések, tehát ezekre kell felkészíteniük a tanulókat,

– hiányzik az érdekeltség, egy pozitív példát mutató tanintézet, amely után esetleg mások is kedvet kapnának.

Szeretnék néhány javaslatot közzétenni ezúton a problémák megoldására:

– kellene egy írásos tájékoztató a geológus szakma által vállalandó tevékenységekről, amely minden intézményhez eljut, és amire lehet azoknak hivatkozni, akik ezeket az intézményeket egyéni úton megkeresik (ez ugyan rendkívül kis hatásfokú forma, de ha ez sincs, akkor majdnem biztos az, hogy nem vesznek komolyan),

– egy központi szervezet — az oktatási intézmények igényeinek (kirándulás szervezése, szertár, gyűjtemény rendszerezése) megfelelően — koordinálhatná a specialistákat (ha egy geológus kimegy, az bizonyosan nem tud egymaga csodákat művelni: tudniillik nem érthet minden ásványhoz, ősléhyhez stb., pedig ezt a meglehetősen tájékozatlan nagyközönség elvárná tőle),

– valamiféle anyagi fedezetre is szükség lenne, mert mint fentebb említettem, az anyagi vonzatoktól mindenki irtózik,

– kellene egy használható példa, egy olyan iskola, ahol a valós eredményeket értékelnék is, amire lehet hivatkozni,

– a koordináló szervezet elérhető lenne úgy az oktatási intézmények, mind a segíteni szándékozó kollégák számára is (levélcím, telefon, Internet), ahonnét a tájékoztató anyagok beszerezhetők lennének, az egyes témavezetőket el lehetne

érni, térkép-anyagot lehetne biztosítani (pl. belföldi és külföldi túrák szervezésekor útmutató kiadása etc.),

– fontos lenne a befogadó intézmények nyitottsága is, a meglévő szertárak, gyűjtemények hozzáférhetősége,

– mindehhez járul még az is, hogy először is e tevékenység jelentőségéről és fontosságáról a tanintézetek nevelőit is meg kell győzni.!

A cikk többi részéhez csak annyit tennék hozzá, hogy az ásványi nyersanyagok bányászatának az a klasszikus kora lejárt, tudniillik amikor Európának saját magának kellett minden nyersanyagféleséget a saját területén a végletekig kibányászni. A ma Európája már sokkal inkább a környezetvédelemre koncentrál néha még önző módon is. Ezért soha ne felejtsük el, hogy ami itt a hulladékba kerül, annak a kibányászása más földrészeken bizony rettenetes környezetkárosítással jár. És arra is nagyon oda kell figyelni, hogy az elektronikai hulladékok rendkívül toxikus fémeket és félfémeket tartalmaznak!

A jelen bányatermékei közül a biotechnológiában használatos talajjavító, terméshozam növelő anyagok (tufa, zeolit, alginitőrlemény, stb.) felhasználásának propagálása lehet ma terítéken. Fel kell ismertetni a felhasználókkal, hogy a drága és nem éppen környezetkímélő technológiával előállított műtrágyáknak, ha nem is éppen a kiváltását, de mindenképpen a talajban való jobb hasznosulását segítik elő. Nagyon fontos ezen természetes anyagok mikroelemeinek feltérképezése úgy hasznos, mid a káros nyomelemek tekintetében. Persze elengedhetetlen annak felmérése, hogy ezeknek a termékeknek milyen távolságra gazdaságos nyers, vagy műtrágyával dúsított szállítása.

Hát, első nekifutásra ennyit. Ha van/lesz szándék és akarat valamilyen szervezet létrehozására, akkor szívesen vállalnám a közreműködést. Ne felejtsük: mindig mindent meg lehet és meg is kell próbálni! Ha lesz rá igény, akkor szívesen megírnék egy, a környezetünkben található ásványok és kőzetek felismeréséhez egy laikusok számára is közérthető, egyszerű határozót. Ebben olyanokat képzelnék el, mint a terepi azonosítás eszközeit, néhány alapvető laboratóriumi vizsgálatot (keménység, hasadás, lángfestés, illetve illókomponensek azonosítása), egyszerűbb mikroszkópi munka stb.

Az első szövegváltozat töviseinek kigyomlálásáért megköszönöm dr. Császár Géza segítségét.

Jó szerencsét!

Fehér Tamás sk.
Vác, MMV, december 9.

Földtani Közlöny 136/1, 163–168. (2006), Budapest

A magyar földtani bibliográfia helyzete

JÁMBOR Áron

Az emberiség tudatában felhalmozódott ismeretanyag átörökítésére kezdetben – a neolitikumban – csak a tagolt beszéd és az emlékezet, a bronzkorban már az írás és a kézzel kőre, cserépre, fára, bőrre, papírra, könyvbe írt, később könyvekben, aztán folyóiratokban kinyomtatott és könyvtárakban összegyűjtött, rendszerezett (tudati) konzerv anyag szolgált. Manapság egyre határozottabb lépéseket tesz a számítógépes ipar a különböző módszerekkel tömörített, maradandó tárolók kialakítására. Sajnos egyelőre nem sok sikerrel. Szinte akármelyik két-háromszáz éves könyv ma is különösebb nehézségek nélkül használható, de egy flopit már ma sem tud minden számítógép megszólaltatni, s hol lesz már ötven év múlva – a fergeteges fejlődés következtében – a merevlemez? Valószínűleg kizárólag a múzeumokban. Azaz a nyomtatott könyvek korszaka nem ért véget, csak átléptünk annak egy új fejlődési szakaszába.

Tekintsük át röviden hogyan áll a magyar földtani bibliográfia.

Egyetlen mondattal lehet jellemezni a címben megjelölt témát: teljes, vagy közelítőleg teljes nyomtatott magyar földtani bibliográfia nincs, és úgy tűnik sokáig – vagy talán soha – nem is fog elkészülni. Mert nincs rá fizetőképes kereslet és egy-egy elszánt, ráérő nyugdíjas már aligha tudna ezzel a feladattal megbirkózni. A 70 000–80 000-nyi tétel számítógépes feldolgozással is óriási munkát jelent. Kétszáz év alatt készült 30–40 folyóirat és több száz könyv köteteit kellene 10–15 könyvtárban végiggyűjteni, kiírni belőlük az eredeti címeket, s persze a csak magyar nyelvűek címét angolra is le kellene fordítani.

Amikor a Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának 2006. február 20-i ülésén ezt az összeállításomat előadtam, Tóth Álmos kolléga elmondta: ő magánszorgalomból már az elérhető földtani szakbibliográfiákból számítógépre vitte a magyar földtani publikációk, mintegy 52 000 db tételét, s az anyag egységesítését – reményei szerint – ez év végéig be is fogja fejezni.

A szakülésen megjelentek szerint összeállítása még nem teljes, s a gyűjtést a fent leírtak szerint kell ellenőrizni, ill. így kell majd folytatni, de Tóth Álmos kolléga gyűjteménye kiváló alap lehet egy majdani, közel teljes magyar földtani bibliográfia elkészítéséhez. A kérdéshez hozzászóló Dudich E., Hála J., Kecskeméti T, Kovács G., Ság L. felhívták a figyelmet arra, hogy számos nyomtatott és kéziratos földtani szakbibliográfiája van a szakmának, amelyeket mindenképpen fel kell dolgozni.

Mindenek előtt két kérdést szeretnék áttekinteni.

1. Tisztázni kell(ene) mi tartozik a magyar földtani bibliográfia fogalomkörébe?

2. Szükség van-e magyar földtani bibliográfiára könyv(ek) formájában?

1. A magyar földtani bibliográfiához tartozó közlemények tekintetében kétféle reális álláspont lehet:

a) A magyar szerzők által bárhol, bármilyen tágabb értelembe vett földtani (bányászati, nyersanyagkutatási, természetföldrajzi, őslénytani, talajtani, őséghajlattani, regionális, tudománytörténeti stb.) témáról, bármilyen nyelven írt dolgozatokat soroljuk ide. Ennek szakmailag nem sok értelme van, de a nemzeti büsz-

keséget bizonyosan lehet(ne) vele dagasztani. A szakülés résztvevőinek egy része úgy vélte, hogy a magyar szerzők által írt publikáció mindenképpen része a magyar földtani irodalomnak. Szerintem azonban aligha lehet objektíven eldönteni – különösen már az elhunyt szerzőkről – kit soroljunk be magyarnak és kit ne.

b) Az ország egykori és mai területére vonatkozó, bármilyen nemzetiségű szerző által készített, bármilyen nyelvű dolgozatokat soroljuk ide. Továbbá ide sorolandók a magyar szerzők bármilyen nyelven itthon megjelentetett általános földtani tárgyú dolgozatai is. Szerintem csak ez az álláspont valósítható meg. Kérdés: ide tartoznak-e a trianoni „békeszerződés" által elszakított egykori ország részekre vonatkozó magyar, vagy egyéb nyelvű dolgozatok, amelyek kétfélék lehetnek: trianon előttiek, illetve trianon utániak. Véleményem szerint a trianon előtt készültek ide sorolandók, akármilyen nyelvűek.

A trianon után készültek közül a Magyarországon megjelentek a magyar földtani bibliográfiához is, az utódállamok kiadványaiban publikáltak az utódállamok földtani bibliográfiájához tartozóak akárki, akármilyen nyelven jelentette is meg.

2. Szükség van-e a magyar földtani bibliográfia elkészítésére?

Véleményem szerint igen, mert minden magyar földtudományi szakembernek a munkáját jelentősen segítette volna eddig is, továbbá ma és a jövőben is megkönnyítené egy ilyen összeállítás, aztán húsz-harminc év múlva az újabb termést tartalmazó könyv elkészítése ugyancsak hasznos lenne ilyen szempontból. De nem csak erről van szó, hanem arról, hogy meg tudjuk-e menteni a geológiai társadalmi tudat magyar részét az angol nyelv 100 most következő éve alatt mindent elsöprő cunamijától? A nemzetközi gyakorlatban már ma is van olyan álláspont, miszerint a tíz évnél idősebb publikációkkal nem érdemes foglalkozni, s ha ez az irányzat erősödik, ki fog ennek a kis szigetnyelvnek az anyagával törődni, ha nem tesszük könnyen hozzáférhetővé? Ha meg akarjuk menteni a magyar kultúrának ezt a részét is, akkor a magyar földtani bibliográfiát minél előbb nyomtatásban is el kell készítenünk.

A magyar földtani bibliográfia kérdését írásban a 19. század nyolcvanas éveiben Pethő Gyula vetette fel először. Elkészítését már ekkor szükségesnek ítélte.Talán az ő felvetése nyomán 1896-ban jelent meg először a Földtani Közlönyben ilyen összeállítás, amely azonban „A Magyarországra vonatkozó újabb irodalom" címen pontosabban meg nem határozott kört ölelt fel, és csak 64 darab publikáció címet tartalmaz. Ettől kezdve – 1898 és 1939 kivételével 1999-ig – több kevesebb rendszerességgel minden évről jelent meg ilyen összeállítás a Földtani Közlönyben az alábbi címek alatt:

A magyar geológiai irodalom repertóriuma (1900–1909)
A magyar földtani irodalom jegyzéke (1910–1917)
Bibliographia Geologica Hungarica anni 1925, 1926–1938)
Bibliographia annorum (1927–28)
A magyar földtani és ásvány-kőzettani irodalom jegyzéke
A magyar földtani, ásvány-kőzettani és őslénytani irodalom jegyzéke (1940–1951)
A magyar földtani és rokontudományok irodalmának jegyzéke (1952–1954)
A magyar földtani irodalom jegyzéke (1955–1998)
A magyar földtani irodalom repertóriuma (1999).

Ez a sokféle cím az összeállítók egyéni ízlését és felfogását egyértelműen tükrözi. Az 1896–1938 közötti összeállítások bibliográfiai formai szempontból sokszor kifogásolhatók. A feladat végrehajtását legpontosabban Kilényi Istvánné az ELTE TTK Földtani Tanszékének könyvtárosa végezte 1950–1970 között. Ő jegyzékei elején pontosan közölte, hogy mely folyóiratok, könyvek feldolgozása alapján készítette el, szigorú bibliográfiai rendben a megjelent listát. Ezzel a feladattal Vadász professzor bízta meg, mert véleménye szerint ez a Tanszék könytárosának egyértelműen a munkaköri kötelességei közé tartozott. Valószínűleg a „Magyarország földtana" 1953-ban megjelent kötetének készítése során döbbent rá Vadász professzor, mennyire nehéz a Földtani Közlönyben, valamint a Földtani Intézet, továbbá az Akadémia kiadványain kívül megjelent publikációk elérése. Előbb Dévényi Magdával az 1940-1949 között készült publikációk listáját állíttatta össze, majd ettől kezdve évről-évre Kilényi Istvánné feladatává tette ezt.

Szakembereink eleinte mellékes feladatnak tekintették ezeknek a jegyzékeknek az elkészítését. Jól mutatja ezt az, hogy az 1896–1940 közötti 14 év kivételével, mikor Timkó Imre, illetve László Gábor nevükkel vállalták a felelőséget a megjelentetett bibliográfiáért, ezeken a listákon az összeállítók nevét nem tüntették fel, azaz senki sem vállalta értük a felelősséget (*1. táblázat*).

A mellékelt diagramokat (*1., 2. ábra*) a Földtani Közlönyben megjelentetett évenkénti publikáció címek összeszámolásával készítettem el. Az évenkéntit hangsúlyozom, mert 1914–1915, 1916–1924, 1927–1928, 1930–1933, 1940–1947 és az 1995–1998 évekről összesített lista jelent meg. Ezeket a diagram elkészítéséhez évszám szerint szétírtam.

A diagramot szemlélve érdemes tudománytörténeti tanulságok vonhatók le.

1. Az első ábrát ki kellene terjeszteni kb. a 18. század közepéig, mert ettől kezdve egyre több földtani tárgyú munka jelent meg hazánkról is.

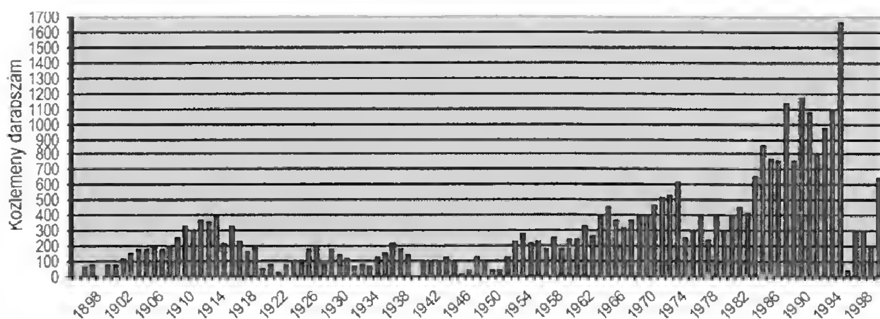
2. A diagram viszonylag jól mutatja az ország és benne a geológus társadalom életének, gazdasági állapotának változásait. Az 1900-as évek elejétől az első világháború kezdetéig évről-évre jelentősen növekedett az évenkénti publikációk száma. A világháborút és az ország gazdasági tönkremenetelét jelzi az 1916-1921 közötti jelentős visszaesés. Innen 1926-ig a gazdasági helyzet konszolidálódását olvashatjuk le ábránk futásából (*2. ábra, a*), majd 1933-ig a nagy világgazdasági válság következményeit láthatjuk. 1933 után ismét fellendülést mutat az ábránk, amely azonban, – meglepetésre – csak 1936-ig tart, pedig 1941–1942-ig tartó felfutással képezné le a gazdaság állapotát, növekedését. Itt valószínűleg nem elég pontosak az adatok. 1943–1950 között a háború okozta politikai-gazdasági ziláltságot mutatja ábránk futása. 1950 után – az 1956-os forradalom leverése okozta nehézségek ellenére – 1973-ig gyakorlatilag töretlenül növekszik az évenként megjelent földtani publikácók száma (*2. ábra, b, c*). Az 1973-1982 közötti visszaesés nem valóságos (*2. ábra, c*). Ezekben az években a publikációs listákhoz az összeállító csak a szerzők által beküldött anyagot használta fel, a folyóiratokat nem gyűjtötte végig. Pedig voltak olyan szerzők – legyen szabad a neveket mellőznöm – akik nem feledékenységből, hanem „virtusból" nem küldték be a Társulatba előző évi publikációik listáját, s ugyanakkor egyre több szerző külföldi folyóiratokban is publikált.

1983 után ábránk megvadul. Ekkor már Kaszap András vette át a címjegyzék összeállítását, s úgy tűnik sokkal szélesebb körre – bár ennek dokumentálása nem

1. táblázat A magyar földtani publikációk darabszáma a Földtani Közlöny egyes köteteiben megjelent összeállítások alapján

Évszám	Darab	Össze-állító
1895	3	Összeállító nincs
1896	61	
1897	71	
1898	0	
1899	77	
1900	81	
1901	110	
1902	145	
1903	172	
1904	172	
1905	192	
1906	172	
1907	189	
1908	255	
1909	331	
1910	301	
1911	359	Timkó I.
1912	350	
1913	388	
1914	220	
1915	326	
1916	230	László G.
1917	170	
1918	193	
1919	50	
1920	73	
1921	24	
1922	72	
1923	101	
1924	87	
1925	178	Összeállító nincs
1926	205	
1927	96	
1928	174	
1929	137	
1930	113	Összeállító nincs
1931	65	
1932	78	
1933	61	
1934	128	
1935	149	
1936	211	
1937	182	
1938	144	
1939	0	
1940	106	Dévényi M.
1941	106	
1942	101	
1943	122	
1944	82	
1945	13	
1946	33	
1947	128	
1948	102	
1949	42	
1950	40	
1951	120	Kilényi I.-né
1952	230	
1953	282	
1954	219	
1955	230	
1956	177	
1957	256	
1958	174	
1959	241	
1960	242	
1961	333	
1962	269	
1963	387	
1964	448	
1965	370	Kilényi I.-né
1966	312	
1967	362	
1968	391	
1969	407	
1970	464	
1971	520	Jantsky Zs.
1972	533	
1973	621	
1974	257	Meisel J.-né
1975	299	
1976	393	
1977	245	
1978	385	
1979	308	
1980	399	
1981	449	
1982	411	Kaszap A.
1983	661	
1984	856	
1985	765	
1986	761	
1987	1129	
1988	753	
1989	1172	
1990	1074	
1991	790	
1992	968	
1993	1081	
1994	1659	
1995	36	Piros O.
1996	306	
1997	289	
1998	206	
1999	646	

2000 óta ilyen összeállítás nem készült.A táblázatban összesen 31 657 tétel szerepel

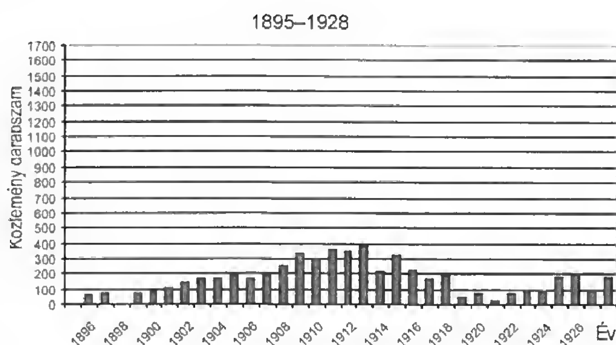


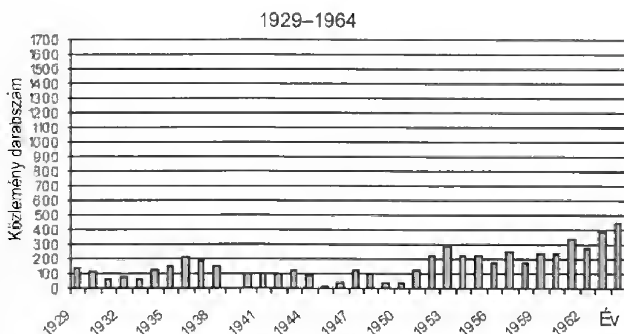
1. ábra. A magyar földtani publikációk száma a Földtani Közlöny egyes kötetetiben megjelent összeállítások alapján, évenkénti bontásban

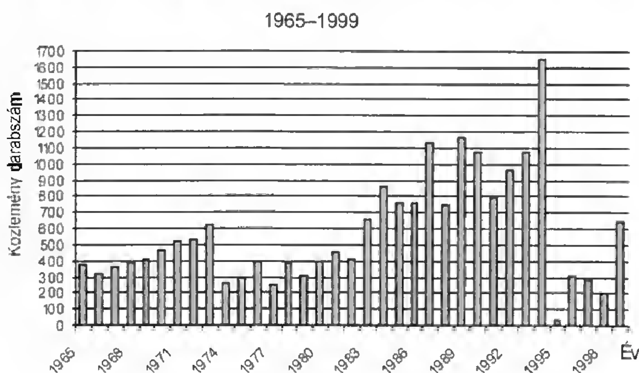
szerepel anyagaiban – terjesztette ki gyűjtési gyakorlatát.

Valószínű, hogy 1990 után, mikor a földtani kutatásokra költött pénzek erősen lecsökkentek, párhuzamosan a publikációk száma is csökkent, de nem annyira amenynyire azt az 1995-ös adat jelzi (*2. ábra, c*)

1999 óta, a korábbiakhoz hasonló gyűjtések nem készültek és nem is jelentek meg a Földtani Közlönyben. A Földtani Intézet Könyvtára 1966 óta a tíz legkézenfekvőbb magyar folyóiratból évente kigyűjti a geológiai tárgyú publikációk címét és az erre gondot fordító szerzők által beküldött címekkel együtt felrakja a Georef nemzetközi referáló számítógépes rendszerre, s egyúttal referálja is azokat. Ez egyrészt jelentős előrelépést, de más-







2. ábra. A magyar földtani publikációk száma a Földtani Közlöny egyes kötetetiben megjelent összeállítások alapján. a) 1895–1928 között, b) 1929–1964 között, c) 1965–1999 között

részt – legalább is az én véleményem szerint – hátrányt is jelent, mert így számos publikáció kimaradhat a rendszerből. Én úgy érzem, hogy semmivel sem lehet pótolni a korábban kidolgozott éves bibliográfiai rendszert, a Kilényi Istvánné 1950–1970 által alkalmazott módszert. Évenként végig kell gyűjteni az összes magyar folyóiratot, s ezen felül a szerzőktől is be kell kérni az előző évben megjelent dolgozataik listáját, s a rendszerezett anyagot nem csak számítógépen, hanem nyomtatásban is meg kell jelentetni. Tisztában vagyok azonban azzal, hogy a Társulat vezetése anyagi okok miatt kényszerült rá a korábbi gyakorlat megszüntetésére, nem a szakemberhiány vezetett a mostani megoldáshoz..

A magyar földtani bibliográfia elkészítését jelentő feladat nagyságának felmérésére két számítást végeztem el. Először is összeadtam az *1. ábrán* szereplő, évenként megjelentetett publikációk számát. Ez kereken 32 000 tételnek adódott. Másodszor: készítettem az elmúlt évek során egy a hazai kvarter publikácókat tartalmazó listát. Ez kereken tízezer tételt tartalmaz. Úgy hiszem nem sokat tévedek, ha a két szám figyelembevételével az 1b pontba tartozó publikácók számát 50 000–70 000-re becsülöm. Ezt természetesen egyetlen kötetben nem lehet megjelentetni. Jól kezelhetőségéhez kb. öt kötetbe kellene rendezni.

A munka felvállalójának nem kell nulláról indulnia figyelembe véve Tóth Álmos szakülési bejelentését. Ő már számítógépre vitt 52 000 tételt. A hozzászólók elmondták, hogy számos részbibliográfiai van kéziratban, vagy nyomtatott formában, amelyek átfésülését, gépre vitelét ugyancsak meg kell oldani. Számos lappangó adathoz juthat a készítő, ha az egyes publikációk irodalomjegyzékét is végignézi.

Természetesen mindehhez az anyagi hátteret is meg kell teremteni, mert nem csak az adatok összegyűjtése, de kinyomtatása is sok pénzbe fog kerülni.

Földtani Közlöny 136/1, 169–172. (2006) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: PIROS OLGA

ÉVFORDULÓK

Száz éve jelent meg KALECSINSZKY *Sándor: A Magyar Korona országainak megvizsgált agyagai c. könyve*

KALECSINSZKY Sándor (1857–1911) életét PAPP Gábor foglalta össze a magyar ásványtan történetéről írt munkájában (2002), valamint Hála József a Magyar múzeumi arcképcsarnok című életrajzi lexikonban (2002). A Magyar királyi Földtani Intézet vegyésze (1883–1898), majd fővegyésze (1898–1911) volt. A Tudományos Akadémia 1902-ben levelező taggá választotta. Munkái főleg ásványvizek, kőszenek, kőzetek és ásványok kémiai elemzéseit tartalmazzák, de foglalkozott a laboratóriumi felszerelések fejlesztésével és más akkoriban korszerű műszaki problémákkal. A szovátai sós tavak hőakkumuláló képességének magyarázata tőle származik, ezért a munkájáért 1906-ban megkapta a MFT Szabó József emlékérmét. Két fő műve Magyarország kőszeneivel (1902) és agyagtelepeivel (1905) foglalkozik. Ebben az ismertetésben ez utóbbira térünk ki kissé részletesebben.

Az agyagokkal foglalkozó könyv lényegében az első komolyabb monográfia magyar nyelven az agyagokról, de ennek is megvoltak az előzményei. Ezek között különösen PETRIK Lajos kémiai és technológiai munkásságát kell megemlíteni. Maga KALECSINSZKY is megelőzőleg többször összefoglalta az agyagokra vonatkozó, már meglévő elemzési adatokat (1891, 1892) 1896-ban az ezredéves kiállítás alkalmával rendezett nemzetközi bányászati, kohászati és geológiai kongresszusra készített háromnyelvű, magyar, német, francia összefoglalást. Az agyaglelőhelyek térképe 1899-ben készült el, és azt 1900-ban a Párizsban rendezett világkiállításon mutatták be. A magyarul 1905-ben kiadott munka 1906-ban német fordításban is megjelent.

Tartalmilag a könyv tulajdonképpen egy kataszteri felmérés eredményeinek közzététele. Mintegy 600, különböző magyarországi lelőhelyről gyűjtött agyagminta adatait tartalmazza. A fontosabb lelőhelyek a következők voltak: Csákvár, Csákberény, Zámoly a Vértes előterében, Rév, Várson-kolyos a Királyhágó mellett, Korond az Erdélyi-medencében, Poltár, Podrecsány a Losonci-medencében, Istenmező (=Istenmezeje) az Ózdi-medencében, Erdőbénye, Tolcsva, Telkibánya és Füzérradvány a Tokaji-hegységben, Nagymihály a Vihorlát déli előterében, Bélabánya (Dilln) Selmecbánya mellett.

Az adatokat előre elkészített és szétküldött kérdőívre beérkezett válaszokból kapták. A kérdőívre főleg a lelőhelyek bányászati és kereskedelmi viszonyaira vonatkozó válaszok érkeztek, csak elvétve találunk földtani adatokat, mint a mellékkőzet, vagy a kor megadását. A könyvben a mintákról minden esetben rövid, de érzékletes makroszkópos leírást, elég sok esetben kémiai elemzést, és minden esetben tűzállósági jellemzést találunk. A jellemzés az ásványtani viszonyokra alig terjed ki. Néhol előfordul a kaolin szó, az SiO_2 összmennyiségéből sokszor levonják a kvarc mennyiségét, figyelembe veszik a karbonáttartalmat, de az agyagásványok még nem szerepelnek, hiszen gyakorlatilag még nem is voltak ismertek. A cél elsősorban a kerámiai ipar számára való alkalmasság meghatározása volt.

Érdemes megemlíteni, hogy a KALECSINSZKY Sándor által összegyűjtött agyagminták, valamint a kísérletekhez használt agyaggúlák ma is megvannak az Intézet Múzeumának gyűjteményében (Hála 2002). A Szikti ezekről 1985-ben ellenőrző méréseket készített, és nagyrészt megerősítette a könyvben található meghatározásokat.

A lelőhelyek leírásából kitűnik, hogy a később jelentős agyaglelőhelyek nagy része már akkor ismert volt, és az itt közölt adatok már megalapozták a későbbi részletes kutatásokat. Ha a legjobb tűzállóságú minták lelőhelyeit tekintjük, kirajzolódik a ma ismert nagy kaolinit-tartalmú tűzállóagyag-telepek elterjedése. Érdekes, amint ezt már KRESZ Mária néprajzkutató is felismerte (1985), hogy ezek területek mindenhol a tűzálló agyagot felhasználó fazekasipar hagyományos központjai is. Bár a könyv elsősorban a gyakorlati felhasználás szempontjából íródott, mégis a rövid földtani összefoglalást érdemes itt idézni, mert alapvetően helyesen foglalja össze az országban található agyagok genetikai viszonyait: „...a jobb minőségű tűzálló vagy porcelángyártáshoz alkalmas nyers agyagokat azon vidéken találjuk, amelyen földpáttartalmú kőzetek (gránit, trachit stb.) fordulnak elő. Minél jobban távolodunk ezen földpátos kőzetektől, annál tisztátalanabbak lesznek az agyagtelepek. ... Az Alföldön azután már csakis közönséges minőségű agyagok fordulnak elő, amelyek magasabb tűzben megolvadnak és így csakis közönséges fazekasáruk vagy fedőcserép és tégla gyártására használhatók fel" (pp. 3–4).

Nemzetközi összehasonlításban a könyv az elsők között van az agyagokkal foglalkozó könyvek között. Német nyelven az első, agyagok tulajdonságaival foglalkozó könyv csak néhány évvel később, 1909-ben jelent meg. Szerzője Paul Rohland, stuttgarti műszaki főiskolai tanár.

A könyvet elsősorban gyakorlati célú regionális adatgyűjteménynek tekinthetjük. Ilyen téren a maga korában nagyon korszerű volt, a mai országos adatbázisok korában is példamutató rendszerességgel készült. Az, hogy egy ilyen munka a Földtani Intézet hathatós támogatásával folyhatott és jelenhetett meg, jelzi az akkori igazgató, BÖCKH János beállítottságát is, aki igyekezett a vezetése alatt álló intézetet a gyakorlati célok megoldása felé fordítani. Ilyen és hasonló, rendszeres és alapos munkálatok folytak az ipar és a tudomány számos területén, és ezek alapozták meg az akkori Magyarország lendületes fejlődését. Ennek a korszaknak egy tiszteletre méltó emléke KALECSINSZKY Sándor műve is.

VICZIÁN István

KÖNYVISMERTETÉS

Lóczy Dénes, Veress Márton: *Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák.* *(Dialóg Campus Kiadó Budapest–Pécs, 2005. 335 oldal, 4980 Ft)*

Napjainkban egyre kisebb a távolság a földtudományok különböző területei között. Így a hosszú ideig szinte kizárólag geográfusok által művelt geomorfológia is a földtudományok egészének közös kutatási területévé alakul, ahol geográfusok, geológusok, geofizikusok közös munkájával születnek az új eredmények. Ezen jelentős átalakulás során sem csökkenhet azonban a klasszikus szemléletű geomorfológia jelentősége, hiszen a geomorfológiai kutatás tárgya továbbra is a domborzat maga, ennek terminológiája e tudományterület részeként jött létre, folyamatainak leírása, az összefüggések feltárása során az egységes, földrajzi szemlélet nélkülözhetetlen.

Az egyre fontosabbá váló közös kutatási programok miatt is különösen fontos, hogy ne csak a földrajz művelői találkozzanak az új geomorfológia tankönyvvel, hanem a társtudományok művelői is áttekinthessék a korszerű, számos új kutatási eredményre támaszkodó anyagot. A geomorfológia négy területét mutatja a két kötetesre tervezett tankönyv 1. része. Ezek: a folyóvizek felszínformálása, a jég és olvadék felszínformálása, a periglaciális felszínformálódás, valamint a karsztmorfológia. Egy-egy téma bemutatása során követhető az adott téma kutatástörténete széles bibliográfiai háttérrel. Megismerhetőek a folyamatok, majd a kialakult formák. A fejezetek végén rövid áttekintés található az adott szakterület megoldatlan problémáiról, a jövőben várható kutatási irányokról. Mindezt viszonylag bőséges, a tankönyv jelleg kereteit nem szétfeszítő friss irodalmi hivatkozással teszik a szerzők. Kivétel ez alól a karsztmorfológiai fejezet,

amely a hangsúlyt inkább a kézikönyv-jellegre helyezi, széles hazai áttekintést nyújtva.

Felmerülhet a kérdés, valóban szükség van új geomorfológia tankönyvre? Néhány éve jelent meg a BORSY Zoltán szerkesztette Általános természeti földrajz című tankönyv. A Geomorfológia I. ábraanyaga, széles körű, alapvetően új publikációkra alapozott tartalma azonban már önmagában is elegendő indok az új könyv kiadására. Emellett azonban van még egy szempont, ami kellően indokolja a könyv kiadását. A szerzők igyekeztek — általában sikerrel — a szakkifejezéseket magyar és angol nyelven egyaránt megadni, definiálni. Ez a törekvés annak a munkának a folytatását mutatja, aminek eredményeként a két műhely (PTE Földrajzi Intézete és a szombathelyi Berzsenyi Dániel Főiskola Földrajz Tanszéke) együttműködésének köszönhetően 2004-ben megjelent az angol–magyar geomorfológiai szótár is. Ennek a kérdésnek a jelentőségét igazolja LÓCZY Dénes egy megjegyzése a kötetben (223. oldal): a jégtűre a szakirodalomban 43 szinonima található, csak angolul 21. Ebben a helyenként valóban kaotikus helyzetben szükséges a hallgatók — és a kutatók, oktatók — számára egy áttekinthető, az ellentmondásokat is bemutató alap megteremtése, ami segíthet — nem csupán a vizsgára felkészülésben, hanem — a szakirodalmi tájékozódásban, akár a kereső szavak megfelelő megválasztásában is. Ezt a feladatot a könyv sikerrel ellátja.

Hiányérzete az olvasónak természetesen lehet, magam részéről szívesen láttam volna a teraszkutatás részletesebb bemutatását, de a szerzőknek természetesen figyelembe kellett venni a szigorú terjedelmi korlátokat is.

A könyv nyelvezete általában világos, egyes rövid szakaszokon érződik a mondatok nehézkessége, ami összességében nem nehezíti a könyv tankönyvként történő használatát. Dicséret illeti a szerzőket és a kiadót az általában jól válogatott, a terjedelmi és anyagi lehetőségeket figyelembe véve bőséges színes fotótáblákért. Sajnos a nyomdai munkáról nem írható le az egyértelmű dicséret. A színes táblák tördelése sok oldalon rossz. Ugyancsak tördelési probléma és nem a szerzők hibája, hogy sok esetben 10-14 oldalra vannak egymástól az ábrák és a szövegben az arra vonatkozó magyarázatok.

A könyv a nagyobb könyvesboltokban, egyetemi tankönyvboltokban beszerezhető.

CSILLAG Gábor

Nagy, Eszter: *Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary — A magyarországi neogén éghajlati adatai palinológiai kutatások alapján.*

(Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 2005. 120 oldal 2500 Ft)

A kötet szövegközti ábraként 63 szelvényen, (ebből 7 felszíni, illetve bányabeli és 56 folyamatos magfúrási részletszelvény) koronkénti csoportosításban dokumentálja a mélység (=idő) függvényében a paleohőmérséklet változását 1 °C részletességgel. A színes diagramok és I–X. táblázat a 61–70 oldalakon 27 kiválasztott és értékelhető alapszelvényen mutatja be a trópusi, szubtrópusi és mérsékelt égövi sporomorphák százalékos arányának változását az adott kronosztratigráfiai egység vizsgált szakaszán. A 13 kora-, 9 középső-, 4 késő-miocén és 1 pliocén alapszelvényre alapozva közli, a 25–5 millió év közötti idő 20–11 °C közötti hőmérsékletű éghajlatváltozásainak fejlődéstörténeti diagramját.

A mű természetesen nem jöhetett volna létre szerző 50 éve művelt, jórészt alapkutatási szintű szisztematikus palinológiai kutatásai nélkül. Úgyszólván előzmények nélküli, úttörő és nagyívű munkássága során vizsgált több száz magfúrás több ezer mintájára alapozva monografikus, átfogó művei jelentek meg a Mátraalja, a Keleti-Mecsek, és Magyarország neogén sporomorpháiról, a Paratethys terület palinológiai korrelációjáról. Vizsgálatai időben felölelték a hazai neogén oligocén–pliocén közötti teljes rétegsorát, térben kiterjedtek az ország egész területére (a DK-Tiszántúl kivételével) társszerzőkkel a szomszédos területek nagy részére. Helyszíni összehasonlító tanul-

mányutak során elvégezte a recens palinológiai anyagok szemelvényes, de globális méretű áttekintését. Az egyedülállóan gazdag anyag őslénytani leírásán, paleobotanikai revízióján kívül feltárta a hazai neogén teljes palinológiai spektrumát. Már 1970-től 22 cikkben publikálta a magyarországi neogén paleoklímájára vonatkozó eredményeit. Iskolát teremtő folyamatos módszerfejlesztés során mindvégig törekedett a kvantitatív kiértékelésre. Ennek következményeként 1997-től a sporomorpha-asszociációk klímaterületek szerinti számítógépes kiértékelésével foglalkozott, melynek végső célja a mintánkénti, majd a kronosztratigráfiai egységek szerinti hőmérsékleti középértékek kiszámítása és diagramokon történő ábrázolása volt.

A mindezek szintéziseként megjelent tanulmány összeállítása során a szerző sikeresen megküzdött részben a bőség zavarával, részben a természetesen adódó ismeret- és adathiányok áthidalásával. Előbbi feladatot az óriási anyag szelektív tömörítésével, és a kvantitatív kiértékelésre legalkalmasabb, jól sztratifikált fekü–fedő képződményekkel rendelkező alapszelvények kiválasztásával oldotta meg. A második probléma a változó gyakoriságú (deciméter, méter, 10 méter nagyságrendű vagy még ritkább) mintavételből, a laboratóriumi feltáró kapacitás végességéből; és (vagy a szerves mikroszervezetek fosszilizálódására alkalmatlan környezeti feltételekből adódott. (szemcsenagyság változás, vulkáni események, zátonykifejlődés stb.)

A bizonyára folytatható, részletezhető, több irányban is (pl. biosztratigráfia) továbbfejleszthető mű legfontosabb eredményei közül — a teljesség igénye nélkül — fontos megemlíteni: a rövid távon megismételhetetlen volumenű kutatás feltáró, „leletmentő" adatarchiváló szerepét. A hazai neogén első, közel folyamatos sporomorpha-adatsorának létrehozását, a kronosztratigráfiai egységek értékelésén túlmenően, a litosztratigráfiai egységek (formációk, tagozatok) palinológiai jellemzését; valamint a fácieszónákra, kőszénmocsarakra, csapadékviszonyokra, az ősföldrajzi kapcsolatokra vonatkozó részadatok gazdagságát.

Kiemelkedő eredmény a globális klímaváltozások és a geomorfológiai viszonyok által meghatározott hőmérsékleti zónáció flóraelemeinek értékelése és különválasztása; a magyarországi neogén első, kvantitatív adatokon alapuló számszerű éghajlati hőmérsékleti adatainak közlése. Régiónkban egyedülálló eredmény a 25–5 millió évek közötti 20 millió év klímaváltozásainak egzakt bemutatása. A klímagörbe a neogén folyamán (unduláciokkal tarkított) folyamatos lehűlést mutat. Ezen belül a kora-miocén (késő-egri–eggenburgi–ottnangi) átlagos középhőmérséklete 19–15 °C között; a középső-miocéné (kárpáti–kora-badeni) 18–14 °C között; a késő-miocéné (késő-badeni–pontusi) 14,5–11 °C között változik. Figyelemre méltó ugyanakkor, hogy az egyedi fúrásszelvényeken a neogén során a mérsékelt égövi sporomorphák %-os aránya időben a jelenkorig lassan növekvő; a szubtrópusi elemek aránya a pliocénig felére, a trópusi elemek aránya pedig közel tizedére csökkenő.

Szubjektív megjegyzésem, hogy a tanulmány eredményei jól korrelálnak a markáns globális változások, lemezmozgások, vízszintváltozások adataival. Utóbbinak túldimenzionált szemléleti egyeduralmát a háttéri kontinensterületek emelkedése, az ottani magmás tömegmozgás által szintén befolyásolt klímaváltozások fokozott figyelembe vétele talán közelebb viheti a törvényszerű egyensúlyi helyzet megítéléséhez.

Kritikai észrevételem, hogy a tanulmánv használatát jelentősen megkönnyítette volna a fúrási mélységadatok mellett a litosztratigráfiai egység terjedelmének jelölése is. Feltehetően sajtóhiba a szubtrópusi elemek görbéjének néhol sárga, néhol zöld megjelenítése. Órási munkájáért szerzőnek őszinte elismerésemet fejezem ki remélve, hogy néhány részletkérdés vitájával az anyagban rejlő további értékes eredményeket hozhatunk felszínre.

HÁMOR Géza

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
Radócz (1974), ill. (Radócz 1974)
Galácz & Vörös (1972), ill. (Galácz & Vörös 1972)
Kubovics et al. (1987), ill. (Kubovics et al. 1987)
(Galácz & Vörös 1972; Radócz 1974, 1982; Kubovics et al. 1987)
(Radócz 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 136/1, 2006

Tartalom — Contents